INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

B.I.G.
12853

# ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LVI




Volum special, editat cu ocazia celui de-al 26-lea
CONGRES INTERNAȚIONAL DE GEOLOGIE
Paris, 1980

12853

BUCUREŞTI
1980

Institutul Geologic al României

Les auteurs assument la responsabilité
des données publiées

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

# ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LVI




**Volume spécial, édité à l'occasion du 26e CONGRÈS INTERNATIONAL DE GÉOLOGIE Paris, 1980**




BUCAREST
1980

Institutul Geologic al României

# CUPRINS

Pag.

Săndulescu M. Analiza geotectonică a catenelor alpine situate în jurul Mării Negre occidentale . . . . . 5

Savu H. Geneza ofiolitelor ciclului alpin din România și vulcanitele calco-alcaline și alcaline asociate lor . . . . . 55

Cioflica Gr., Lupu M., Nicolae I., Vlad Ş. Ofiolitele alpine din România : poziție tectonică, magmatism și metalogeneză . . . . 79

Antonescu Em., Avram E. Corelarea dinoflagelatelor cu zonele de amoniți și de calpionele din Cretacicul inferior de la Svinița-Banat . . . 97

Ştefănescu M. Perioada depunerii flișului în Carpații Orientali . . . . . 133

Istrate G. Natura și compoziția zeoliților din România . . . . . 143

Berbeleac I. Mineralizațiile de telur nativ și telururi de la Musariu, regiunea Brad (Munții Metaliferi), România . . . . . 153

Ghenea C., Bandrabur T., Crăciun P., Ghenea Ana. Contribuții la cunoașterea structurilor hidrogeotermale din România și a zonelor de perspectivă . . . . . 169

Pop Gr. Zone, subzone și asociații caracteristice de calpionelide tithonic-neocomiene . . . . . 195

Moisescu V., Popescu G. Biocronologia Chattian-Badenianului din România pe baza moluștelor . . . . . 205

Institutul Geologic al României

## CONTENU


Page

Săndulescu M. Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale . . . . . 5

Savu H. Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and Their Associated Calc-Alkaline and Alkaline Volcanics . . . . . 55

Cioflica Gr., Lupu M., Nicolae I., Vlad Ş. Alpine Ophiolites of Romania : Tectonic Setting, Magmatism and Metallogenesis . . . . 79

Antonescu Em., Avram E. Corrélation des dinoflagellés avec les zones d'ammonites et de calpionelles du Crétacé inférieur de Svinița-Banat . . 97

Ştefănescu M. Time of Flysch Deposition in the Eastern Carpathians . . 133

Istrate G. The Nature and Composition of Romanian Zeolites . . . . . 143

Berbeleac I. Native Tellurium and Tellurides Mineralization from Musariu, Brad Region (Metaliferi Mountains), Romania . . . . . 153

Ghenea C., Bandrabur T., Crăciun P., Ghenea Ana. Contributions to the Knowledge of the Hydrogeothermal Structures in Romania and of the Prospective Zones . . . . . 169

Pop Gr. Zones, sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae tithonique-néocomiennes . . . . . 195

Moisescu V., Popescu G. Chattian-Badenian Biochronology in Romania by means of Molluscs . . . . . 205


Institutul Geologic al României

Tehnoredactor: ILONA SANDU
Traducerî: ADRIANA BĂJENARU, MARIANA BORCOȘ, ANCA BRATU, ADRIANA NĂSTASE, RUXANDRA NEGREA
Ilustrația: VIRGILIU NIȚU

*Dat la cules: aprilie 1980. Bun de tipar: iunie 1980. Tiraj: 800 ex. Hîrtie scris IA Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 14. Com. 658. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058)*

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația", str. Brezoianu nr. 23–25, București – România

Institutul Geologic al României

# ANALYSE GÉOTECTONIQUE DES CHAÎNES ALPINES SITUÉES AUTOUR DE LA MER NOIRE OCCIDENTALE [1]

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU[2]

*Alpine tectonics. Tectogenesis (phases). Structural correlation. Flysch. Geodynamics. Plate tectonics. Spreading. Subduction. Crustal shortening; Carpathians, Balkans, Dobrogea, Crimea.*

## Abstract

Geotectonic Analysis of the Alpine Chains Situated around the Western Black Sea. The first part of the note is devoted to the description of the main tectonic units and of their structural correlation, in both Alpidic branch (Carpathians, Balkans, Pontides) and intracratonic north Ponto-Euxinic branch (North Dobrogea, South Crimea, Greater Caucasus). The position and the contents of the ophiolitic sutures are analysed. The problem of the age, sources and evolution of the flysch formation is especially examined. The main tectogenetic moments (phases) which have produced important deformation (generally accompanied by crustal shortenings) are described (Eokimmerian, Neokimmerian, Mesocretaceous, Pre-Gosau, Laramian, Pyrenecan, intra-Lower Pliocene, intra-Badenian, intra-Sarmatian and Wallachian). A geodynamic evolution model is proposed.

## INTRODUCTION

L'analyse de l'evolution géotectonique des chaînes alpines voisines à la Mer Noire pose des problèmes multiples et complexes. D'abord, puisqu'il s'agit de chaînes qui ont des structures dont le détail de connaissance est, encore, inégal. Ensuite puisque des conceptions différentes, voire même antagonistes jusque dans leurs principes de base, gouvernent les synthèses plus ou moins étendues qu'on connaît sur les différents tronçons de ces chaînes. Enfin, puisque certaines connexions entre segments

[1] Note reçue le 17 mars, 1980 et acceptée pour publication le 21 mars, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

sont sous la mer. Pourtant, bien que difficile et risquant d'arriver à des conclusions hypothétiques, telle analyse reste passionante et fort intéréssante.

Il est fastidieux de vouloir faire un aperçu historique exhaustif sur l'évolution des idées dans un aréal de ces dimensions. Nous nous bornerons donc à rappeler quelques travaux généraux qui ont traité sur les possibles corrélations des chaînes alpines périponto-euxiniques [3]. Il s'agit d'Argand (1924), de Wilsner (1928) et de Stille (1953) qui, à des époques différentes, ont considéré l'ensemble Dobrogea septentrionale-Crimée méridionale-Grand Caucase une chaîne alpine séparée du rameau alpidique Carpathes-Balkan-Pontides. Pour cette idée ont milité ce dernier temps Dumitrescu et Săndulescu (1968) et Săndulescu (1975). Par contre, Mouratov (1960, 1964) suppose une liaison Crimée-Balkan plaçant la Dobrogea septentrionale dans l'Europe hercynienne. Rappelons également que des reconstructions fondées sur les principes de la tectonique des plaques ont intéressé cette région, ou bien dans son ensemble (Dewey et al., 1973; Biju-Duval, Dercourt, Le Pichon, 1977), ou bien par segments (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Bleahu et al., 1973; Hertz, Savu, 1974; Bleahu, 1974; Grubici, 1974; Dimitrievici, 1974; Boccaletti et al., 1974; Bergougnan, 1975; Fourquin, 1975; Hain, 1975, etc).

Pour arriver au but proposé — l'analyse de l'évolution géotectonique — nous examinerons d'abord la structure actuelle des deux grands ensembles alpins : le segment du rameau alpidique représenté par les Carpathes, le Balkan et les Pontides et la chaîne Dobrogea septentrionale-Crimée méridionale. Ensuite nous examinerons rapidement la constitution des plate-formes voisines à ces chaînes. Nous n'insisterons, bien sûr, que sur les éléments qui jouent un rôle important dans la reconstruction évolutive.

## STRUCTURE ACTUELLE

### Carpathes

Des Carpathes c'est, en premier lieu, la grande sigmoïde constituée par les Carpathes orientales et les Carpathes méridionales, qui intéresse. D'abord, puisque la plupart de ces éléments passent dans le Balkan et ensuite parce que c'est elle qui vient en contact plus ou moins directement avec l'Europe préalpine (les plate-formes) qui borde la Mer Noire.

La «colonne vertébrale» de cette sigmoïde est représentée par un ensemble d'unités charriées de l'intérieur vers l'avant-pays, constituées

[3] L'utilisation de la dénomination Pontides seulement pour la chaîne située sur le bord turc de la Mer Noire nous a empêché d'utiliser le mot péripontique pour l'ensemble des chaînes alpines riveraines de cette mer. Ainsi nous sommes arrivés à une expression plus «barbare», mais qui ne prête pas aux confusions.

Institutul Geologic al României

de formations cristallines (hercyniennes et plus anciennes) et sédimentaires néopaléozoïques et mésozoïques. Ce sont les nappes centrales est-carpathiques (Săndulescu, 1972) dans les Carpathes orientales, la nappe gétique et les nappes supragétiques dans les Carpathes méridionales. La continuité le long de la chaine (Săndulescu, 1973), bien que complexe, des unités des deux tronçons est soulignée aussi par le fait que des deux côtés de la sigmoïde on trouve des unités corrélables : les Transylvanides à l'intérieur et les nappes du flysch dacique externe («Flysch Noir», Ceahlău, Severin) à l'extérieur. Ce sont des unités à ophiolites qui présentent les mêmes torsions que la sigmoïde mentionnée. A l'intérieur des Transylvanides se développent les Dacides occidentales (Apusénides septentrionales et Carpathes occidentales centrales), à l'extérieur des flyschs daciques externes se trouvent les nappes du flysch moldavien, dans les Carpathes orientales, et l'«autochtone» danubien, dans celles méridionales (planche I)

**Nappes centrales est-carpathiques, nappe gétique et nappes supragétiques.** Ce sont des nappes de socle générées par cisaillement (Dumitrescu, Săndulescu, 1968; Săndulescu, 1967, 1972). A la constitution de chacune prennent part des formations cristallines (méso- et épimétamorphiques, rarement des granites) et sédimentaires (mésozoïques et par endroits du Paléozoïque supérieur). Les tectogenèses qui ont généré ces nappes sont crétacées (tectogenèses dacidiennes — — Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1968), matérialisées dans trois phases (moments) principales : mésocrétacée (fini-Albien), pré-Gosau et «laramienne» (fini-Sénonien). La première est très évidente dans les Carpathes orientales centrales. Là un empilement de nappes (de haut en bas : nappe bucovinienne, nappe sub-bucovinienne et connexe, nappes infrabucoviniennes) (Bercia et al., 1976; Săndulescu, 1972, 1975) dont les séries sédimentaires ne dépassent pas le Crétacé inférieur, est cacheté par une couverture post-nappe débutant par le Vraconien ou le Cénomanien. Cette couverture recouvre aussi les restes d'un autre groupe de nappes, à ophiolites(les nappes transylvaines), qui surmontent la plus haute nappe à schistes cristallins (celle bucovinienne), groupe qui appartient déjà aux Transylvanides. Dans les Carpathes méridionales la tectogenèse fini-Crétacé inférieur est également présente (surtout dans la partie est), des charriages supragétiques étant de cet âge. Mais là la tectogenèse fini-crétacée à repris tout l'ensemble, rémobilisant des anciens plans de charriage ou recoupant d'autres. Le front des charriages fini-crétacés est représenté, dans les Carpathes méridionales, par le front de la nappe gétique à la base de laquelle à été entraînée la nappe de Severin (à ophiolites). Ce front correspond dans les Carpathes orientales à la nappe de Ceahlău (toujours à mafites). A ce moment-là les nappes centrales est-carpathiques ont été plus ou moins passives, étant affectées seulement par des rétrochevauchements et rétroplissements (Săndulescu, 1967, 1975 b).

Les séries sédimentaires des nappes centrales est-carpathiques comportent surtout des dépôts mésozoïques (anté-Crétacé supérieur). Du

Institutul Geologic al României

Permien à volcaniques est connu dans quelques nappes infrabucoviniennes, tandis que dans la nappe sub-bucovinienne il est très mince et discontinu. Les sédiments paléozoiques supérieurs manquent dans la nappe bucovinienne. Le Trias est franchement dolomitique dans les nappes bucovinienne et sub-bucovinienne, tandis que dans les unités infrabucoviniennes il est calcaréo-dolomitique à cachet bitumineux. Le Jurassique est mieux développé dans la nappe bucovinienne, où le Crétacé inférieur est caractérisé par une formation de wildflysch barrémo(?)-albienne. Dans la nappe sub-bucovinienne le Jurassique et l'Eocrétacé sont minces et lacunaires, comme dans celles infrabucoviniennes (à part la nappe la plus profonde où l'on connaît une série néojurassique-éocrétacée détritique plus épaisse (série de Dovgorun — H a i n et al., 1968; B î z o v a et al., 1971).

Les nappes infrabucoviniennes correspondent à la nappe gétique (S ă n d u l e s c u , 1975, 1976). La nappe sub-bucovinienne se retrouve en ligne générales dans les nappes supragétiques. Les traits communs de ces unités sont (dans des limites très généralisées) :

— pour la nappe gétique et les nappes infrabucoviniennes : le Permien à volcaniques, le Trias bitumineux, le Lias à faciès Gresten ;

— pour la nappe sub-bucovinienne et les nappes supragétiques ; le caractère très accentué de ride avec des séries sédimentaires particulièrement minces et lacunaires.

La nappe bucovinienne ne trouverait pas ainsi de correspondants dans les Carpathes méridionales. Des rechercehs très recentes (L u p u - données inédites)[4] ont montré que, dans l'extrémité méridionale des Monts Métallifères, se développait une zone caractérisée par la présence d'un wildflysch éocrétacé (notamment barrémo-aptien) (couches de Căbești) où des kippes sédimentaires de calcaires triasiques et de roches vertes ont été mises en évidence. Il serait un équivalent du wildflysch bucovinien. Cette zone longe la marge nord du cristallin de Poiana Ruscă (qui est supragétique), occupant ainsi une position plus interne que celui-ci, parfaitement comparable avec le domaine bucovinien. Plus au Nord de cette zone affleurent les unités à ophiolites des Monts Métallifères (encore plus internes) qui appartiennent aux Transylvanides, soulignant ainsi la position «bucovinienne» du wildflysch de Căbești.

Entre les nappes supragétique et gétique, dans les Carpathes méridionales d'une part, et la nappe sub-bucovinienne et les nappes infrabucoviniennes, dans les Carpathes orientales, de l'autre part, donc dans la même position tectonique, on peut suivre un collier discontinu d'unités (nappes) pratiquement dépourvues de schistes cristallins et fortement écrasées et étirées. Ce sont : la nappe de Sasca-Gornjak (S ă n d u l e s c u , 1975) en Serbie orientale et Banat, nappe de Reșița (N ă s t ă s e a n u , 1978) au Nord du Banat, écailles de Codlea et Poiana Mărului (S ă n d u l e s c u, 1967), unité d'Argestru (B e r c i a , B e r c i a , 1970) nappe de Roziss (H a i n et al., 1968). Ce collier d'unités à formations sédimentaires (pour

[4] M. L u p u, recherches pour la carte géologique, feuille Deva (1980).

Institutul Geologic al României

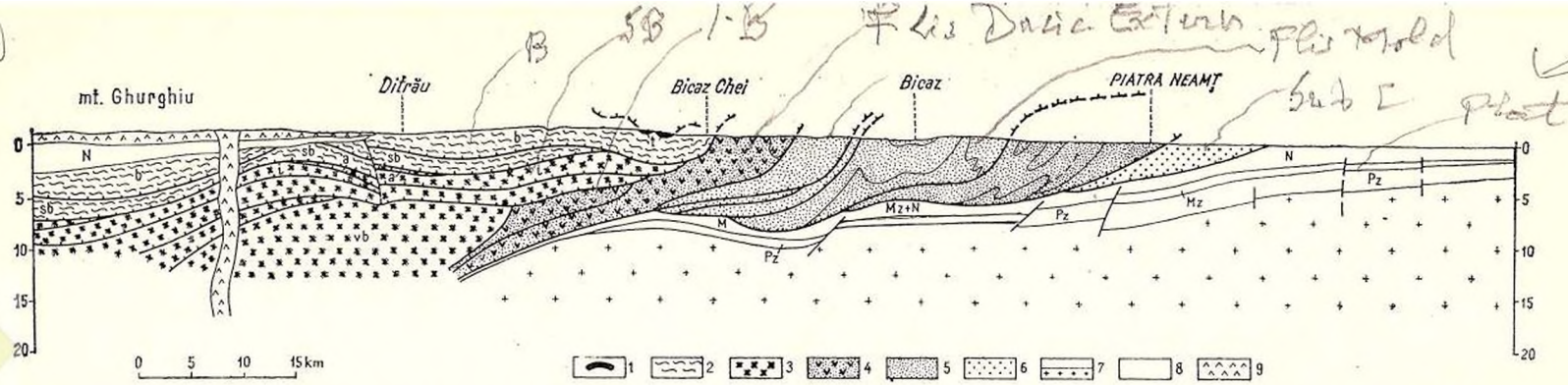



Fig. 1. — Coupe géologique montrant la structure générale des Carpathes orientales (d'après M. Săndulescu, 1975, légèrement modifiée).

1, nappes transylvaines ; 2, nappes bucovinienne (b) et sub-bucovinienne (sb) ; 3, nappes infrabucoviniennes (a, Argestru, i, Iacobeni, vb, Vaser-Belopotok etc.) ; 4, nappes du flysch dacique externe ; 5, nappes du flysch moldavien ; 6, nappe subcarpathique ; 7, plate-forme et socle sialiques sous-charriés (blanc-couverture sédimentaire ; croix-socle) ; 8, dépression de Transylvanie ; 9, volcanique néogènes.

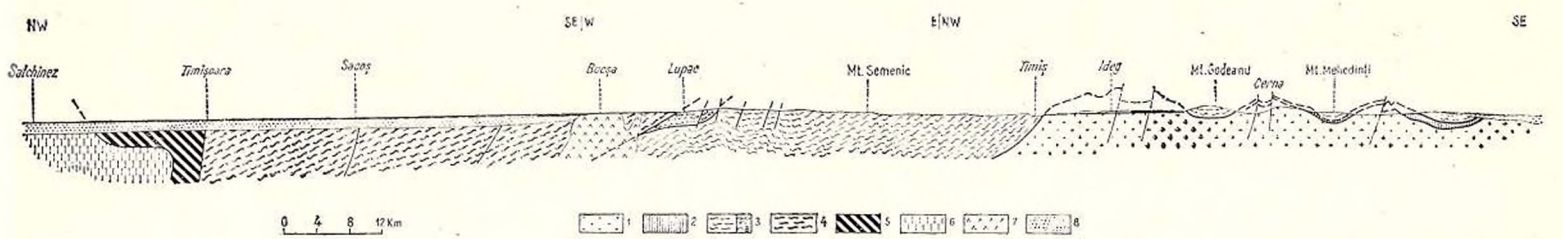



Fig. 2. — Coupe géologique montrant la structure générale des Carpathes méridionales et du soubassement de la dépression pannonienne sur la transversale Mehedinți-Banat (d'après Codarcea, Năstăseanu et Săndulescu)

1, autochtone danubien ; 2, nappe de Severin : 3, nappe gétique et (a) nappe de Reșița ; 4, nappes supragétiques ; 5, Transylvanides ; 6, Dacides occidentales ; 7, banatites ; 8, dépressions molassiques néogènes.

Institutul Geologic al României

la plupart triasiques, et par endroits aussi néopaléozoïques et/ou jurassiques) écrasées entre deux groupes d'unités de socle marque une zone de fort raccourcissement de la croûte et de «consommation» du socle sialique.

Dans l'extrémité sud des Carpathes méridionales, en Serbie orientale, les nappes supragétiques correspondent à la nappe de Morava, la nappe gétique se prolonge dans les zones de Rjtan-Kučaj (?) et Timok (Grubici, 1974). La nappe de Sasca-Gornjak s'interpose entre les deux. À l'intérieur de la nappe de Morava se trouve le massif serbo-macédonien, élément intermédiaire entre Carpathes et Dinarides. Au Nord du Danube ce massif est recouvert par les molasses néogènes de la dépression pannonienne. Sur son possible prolongement et les corrélations Carpathes-Balkan nous reviendrons plus loin.

Dans l'extrémité ouest des Carpathes orientales l'ensemble des nappes centrales est-carpathiques plonge sous sa couverture post-tectonique (post-nappe) qui comprend des dépôts néocrétacés, paléogènes et du Miocène inférieur. Encore plus à l'Ouest les nappes et leur couverture sont recouvertes tectoniquement, par charriage, par la nappe de Dragovo-Petrova (équivalent est-carpathique du groupe Magura des Carpathes occidentales), flanquée à l'intérieur par la zone des klippes pienines. Ce recouvrement tectonique s'est réalisé au cours du Miocène inférieur.

**Transylvanides.** À l'intérieur de la lanière d'unités de socle que nous venons de décrire on peut suivre une zone, à allure également sigmoïdale, qui groupe des unités à ophiolites. Elle affleure dans les Monts Métallifères, y constituant les Métallifères simiques, et se prolonge au-dessous de la dépression de Transylvanie («zone ophiolitique» de Săndulescu et Visarion, 1978) vers l'Est et Nord-Est et sous la dépression pannonienne (Visarion, Săndulescu, 1979) vers l'Ouest et le Sud-Ouest.

Appartenant toujours aux Transylvanides et surmontant tectoniquement la nappe bucovinienne des Carpathes orientales se développent les nappes transylvaines. Le charriage de ces nappes, dont des klippes sédimentaires sont «emballées» dans le wildflysch éocrétacé de l'unité sous-jacente (nappe bucovinienne), est mésocrétacé, du même âge que les nappes centrales est-carpathiques. Les «racines» des nappes transylvaines se trouvent du côté de la «zone ophiolitique» située dans le soubassement de la dépression de Transylvanie. Elles sont séparées de leur aire d'origine par le jeu conjoint des écaillements et de l'érosion post-nappes.

Les nappes transylvaines sont connues seulement dans les Carpathes orientales. Il n'est pas pourtant impossible d'imaginer qu'elles aient recouvert, toujours tectoniquement, des unités de socle dans les Carpathes méridionales, étant ensuite entièrement enlevées par l'érosion.

Sur la transversale des Monts Métallifères on ne trouve plus actuellement d'unités à vergence externe (comparables aux nappes transylvaines). Toutes les nappes à ophiolites y sont dirigées vers le Nord ou le Nord-Ouest (Lupu, 1976; Săndulescu, 1975). Ce changement de vergences peut s'expliquer en rapqie par l'âge différent des deux grou-

Institutul Geologic al României

pes de nappes : les nappes transylvaines mésocrétacées, celles des Métallifères simiques pour la plupart néocrétacées.

Les formations sédimentaires qui accompagnent les ophiolites des Transylvanides appartiennent au Trias, Jurassique et Crétacé inférieur. Ce sont des dépôts surtout calcaires pour les nappes transylvaines et pour les nappes les plus méridionales des Métallifères simiques et des flyschs ou wildflyschs pour les autres nappes des Métallifères simiques (Patrulius et al., 1966; Săndulescu, 1972, 1975; Lupu, 1974, 1976).

Les ophiolites des Transylvanides ont les caractères d'une croûte océanique. Des recherches pétrologiques et géochimiques autant dans les Monts Métallifères (Savu et al., 1970; Savu, 1976), que dans les Carpathes orientales (nappes transylvaines) (Russo-Săndulescu et al., sous presse) ont confirmé cette hypothèse (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Hertz, Savu, 1974; Bleahu, 1974).

Les connexions longitudinales des Transylvanides sont difficiles à suivre. Vers le Nord et le Nord-Ouest elles sont relayées par les Pienides. Entre les deux s'interpose la faille nord-transylvaine (Săndulescu, Visarion, 1978) à importantes translations horizontales et séparant des compartiments dont le déroulement des tectogenèses est différent : seulement crétacées au Sud, crétacées et tertiaires au Nord. Vers le Sud-Ouest les Transylvanides arrivent jusqu'au Nord de Belgrade (Visarion, Săndulescu, 1979). Suivant certains auteurs (Andjelcovici, Lupu, 1967; Bleahu, Dimian, 1967) elles se raccordent avec les unités de Sumadja (et Vardar). Pour d'autres (Săndulescu, 1975), elles suivent un trajet contorsionné pour se retrouver dans les monts Mecsek. De là, la connexion avec la zone ophiolitique des Dinarides, qui arrive jusqu'à Zagreb, n'est pas trop difficile à entrevoir. Mais, la solution de ce problème dépend beaucoup de la phylosophie — «stauberienne» ou «koberienne» — suivant laquelle on voit les relations Dinarides-Alpes et la position avant les compressions du paléo-océan téthysien, sur cette transversale. La question dépasse le cadre de cette note.

**Nappes daciques externes.** À l'extérieur des nappes centrales est-carpathiques et de la nappe gétique se trouve un groupe d'unités à matériel flysch et roches vertes. Ce sont la nappe du Flysch Noir (= nappe de Kameny potok=nappe de Civcin), la nappe de Ceahlău (à plusieurs digitations) et la nappe de Severin (Bleahu, 1962; Băncilă, 1958; Codarcea, 1940; Dumitrescu, Săndulescu, 1970; Grubici, 1974; Hain et al., 1968; Năstăseanu, 1975; Săndulescu, 1975; Sikosek, Maximovici, 1966; Ştefănescu, 1978 etc.). Il s'agit de nappes dépourvues de schistes cristallins, dont la masse principale est constituée de flyschs tithonique-crétacé inférieur (par endroits — Ceahlău — aussi de dépôts néocrétacés). Dans la nappe de Severin des ophiolites typiques sont associées aux flyschs ; dans celle du Flysch Noir des roches mafiques, des cinérites et des radiolarites constituent un complexe d'origine intraplaque (Săndulescu

Institutul Geologic al României

et al., 1975 [5]). Cette deuxième zone à roches vertes, toujours d'allure sigmoïdale, court parallèlement aux Transylvanides, étant séparée de celles-ci par un bourrelet d'unités de socle sialique.

Affectées par la tectogenèse mésocrétacée, les nappes daciques externes ont subi le principal transport tectonique (par charriage, bien sûr) à la fin du Crétacé. Dans les Carpathes orientales ces plans de charriage ont subi des plissements, voire même, par endroits, des reprises aussi,

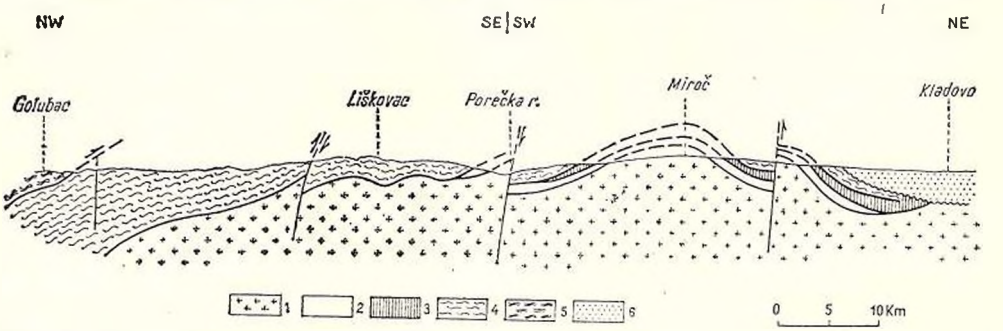



Fig. 3. — Coupe géologique montrant la structure générale des Carpathes méridionales en Serbie Orientale (d'après Grubici, 1974, simplifiée).

1, autochtone danubien; 2, nappe infrasêverine; 3, nappe de Severin; 4, nappe gétique; 5, nappe de Morava (= supragétique); 6, molasses.

dans les phases tertiaires (Săndulescu, 1975; Ştefănescu, 1976).

Les nappes daciques externes dépassent vers l'Est la vallée du Timok (considérée la limite Carpathes-Balkan), y étant représentées par les couches de Sinaia, appartenant à la nappe de Severin. La position allochtone des couches de Sinaia du Nord-Ouest de Belogradcic et de la vallée du Timok est visible sur le périclinal nord de l'anticlinal de Vrška Čuka où la série sédimentaire jurassique-crétacé supérieur qui recouvre le noyau de l'anticlinal plonge sous le flysch tithonique-néocomien (Couches de Sinaia) (Săndulescu, 1975, fig. 10, 16).

**Nappes des flyschs moldaviens.** Les Moldavides (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970) groupent les nappes à matériel flysch, externes par rapport aux nappes daciques externes. Ce sont des nappes entièrement décollées de leurs substratums primaires et charriées vers l'avant-pays. On peut fort bien parler dans ce cas-là d'une substitution de socle par sous-charriage.

Les tectogenèses des nappes moldaviennes sont miocènes. La première s'est déroulée pendant le Miocène inférieur, étant fort probablement intra-burdigalienne. Les suivantes sont intra-badénienne et intra-sarmatienne (phase moldave — Dumitrescu, Săndulescu, 1968).

[5] Săndulescu M., Russo-Săndulescu D., Bratosin Irina, Medeşan A. (1979). Rapp. Arch. I.G.G., Bucarest.

Institutul Geologic al României

Les formations qui prennent part à la constitution des nappes moldaviennes sont d'âge Crétacé inférieur et supérieur, Paléogène et, par endroits, Miocène (inférieur et moyen). Celles crétacées et paléogènes sont, pour la plupart, de faciès flysch. Le Miocène est généralement molassique. Les arénites des flyschs ont une triple origine : provenant de l'avant-pays, provenant de l'arrière-pays (par rapport au sillon flysch le plus interne) et des cordillères émergées à certains moments à l'intérieur de l'aire à sédimentation flyscheuse. Le matériel provenant de l'avant-pays est marqué surtout par les débris de «schistes verts» du type connu en affleurement dans la Dobrogea centrale. La cordillère la plus évidente est celle dite cumane (Murgeanu, 1937) qui à fourni des granodiorites et schistes faiblement métamorphiques. Elle ne serait pas la seule. Pour expliquer les arénites oligomictiques, riches en micas, de la nappe du Flysch Curbicortical (la plus interne nappe moldavienne des Carpathes orientales) on doit admettre une autre cordillère, située probablement à l'intérieur de l'aire de sédimentation de ce flysch qui pourrait la séparer du sillon dacique externe.

La nature sialique des débris provenant des cordillères nous incite à considérer que les socles primaires des flyschs moldaviens étaient plutôt de type continental. Bien entendu, des segments de cette croûte pouvaient être amincis ou fortement fracturés par des failles profondes. Ce serait une manière de rémobilisation qui la distinguât des plate-formes franchement cratonisées.

**Danubien.** Dans les Carpathes méridionales manquent les nappes des flyschs moldaviens. Ainsi la nappe gétique et la nappe de Severin recouvrent l'autochtone danubien, unité bordant la plate-forme moesienne à laquelle elle passe graduellement. Le socle danubien à schistes méso- et épizonaux est riche en massifs granitiques. La molasse hercynienne est suivie par la transgression du Jurassique inférieur auquel suivent des formations médio- et néojurassiques, du Crétacé inférieur et supérieur, couronnées d'un wildflysch turono-sénonien (inférieur?).

Le graben de la Cerna divise le Danubien en deux parties — Danubien externe et interne — caractérisées par des développements lithologiques différents : surtout pélagiques à l'intérieur, surtout néritiques à l'extérieur.

On ne retrouve pas l'autochtone danubien dans les Carpathes orientales. On peut supposer à la rigueur que les séries sédimentaires (crétacées) de celui-là passent latéralement à des faciès flyschs actuellement représentés dans les nappes moldaviennes. L'hypothèse est difficile à prouver et l'histoire tectogénique plus âgée du Danubien parait s'opposer à une telle corrélation. On peut imaginer aussi que l'aire de sédimentation des flyschs moldaviens se rétrécissait progressivement, jusqu'à sa disparition complète. Il ne faut pas oublier d'ailleurs que dès la fin du Crétacé le Danubien se trouve sous-charrié au-dessous de la nappe gétique et de la nappe de Severin.

Institutul Geologic al României

**Subcarpathes.** L'unité charriée la plus externe est représentée par celle subcarpathique (péricarpathique) (Băncilă, 1958; Săndulescu, 1972; Săndulescu et al., 1977). Constituée surtout de dépôts molassiques miocènes, qui conservent par endroits à leur base des formations paléogènes, cette unité à été charriée pendant le Sarmatien.

Le front de l'unité subcarpathique — connu sous le nom de faille (ou ligne) péricarpathique — peut être suivi (en affleurement ou par forages) tout le long des Carpathes orientales et aussi de celles méridionales, jusqu'au Nord du Danube. Là il bute contre le prolongement septentrional de la faille de Timok — à translation dextre — qui semble «amortir» le mouvement de chevauchement.

## Balkan, Rhodope et Kraijštides

Il n'y a pas de limite tranchante entre Carpathes et Balkan, comme supposent certains auteurs (Boncev, 1965, 1966; Gocev et al., 1970). Une grande partie des unités et des zones lithofaciales des Carpathes méridionales se retrouvent dans le Balkan. Certainement, il y a des fractures importantes à direction transversale, situées aux confins Carpathes-Balkan. Mais il s'agit surtout de failles tardi- ou néotectoniques, qui recoupent des unités déjà tectonisées ou des zones lithofaciales isopiques. Dans les schèmes des auteurs cités ci-dessus les Carpathes méridionales sont restreintes aux affleurements des couches de Sinaia du Nord-Ouest de la Bulgarie, ce qui n'est pas conforme à la réalité.

Les éléments particuliers qui apparaissent dans le «rameau alpidique» au Sud du Danube sont: le massif du Rhodope et les Kraijštides.

Le Balkan se laisse divisé en trois unités majeures longitudinales (Boncev, 1965, 1966; 1974); le Prébalkan au Nord, la Stara Planina et la Srednegorie au Sud. La zone de Kotel s'interpose entre le Prébalkan et la Stara Planina et la zone de Strandja représente une partie de la Srednegorie avec des particularités spécifiques. Du côté de la Mer Noire la dépression de Varna joue le rôle d'avant-fosse, pas toute à fait typique.

**Prébalkan.** Situé au Sud de la plate-forme moesienne le Prébalkan représente en réalité sa marge méridionale tectonisée. Une zone de transition entre plate-forme et Prébalkan peut être distinguée (Boncev, 1966, 1974). De ce point de vue, la liaison avec au moins une partie du Danubien est évidente.

C'est surtout dans le Prébalkan interne qu'affleure la série sédimentaire complète. Elle va du Permien à l'Éocène. La présence du Trias à caractères moesiens (gérmaniques) représente une particularité qu'on ne trouve pas dans l'autochtone danubien. Les faciès du Jurassique et du Crétacé inférieur rappellent le Danubien externe à prédominance néritique. À l'extrémité sud du Prébalkan occidental (synclinal de Salaš) des faciès pélagiques rappellent pourtant la zone de Svinița-Greben du Danubien interne (cf. Năstăseanu, informations orales).

Un problème particulier soulève l'existence des formations de flysch tithonique-néocomien situées sur le bord sud du Prébalkan interne et au

Institutul Geologic al României

Nord du front de chevauchement de la Stara Planina. Le développement de ce flysch au milieu d'une zone dans laquelle prédominent à ce niveau des faciès calcaires peut suggérer l'hypothèse d'une position tectonique. Il ressemble beaucoup aux couches de Sinaia[6] de la nappe de Severin, ce qui n'est qu'un argument supplémentaire pour son allochtonie, qui à été d'ailleurs supposée aussi par J o j a (1967).

L'hypothèse de l'allochtonie de ce flysch entraîne aussi celle de sa position primaire. Avait-il avant une position externe ou interne par rapport à la Stara Planina? Si on le compare avec la nappe de Severin, on doit le considérer plus interne, puisque la Stara Planina s'enfonce dans son extrémité nord-ouest sous cette nappe (voir plus haut et S ă n d u l e s c u, 1975). En supposant qu'il s'enracinne devant le front de la Stara Planina, on doit admettre qu'un sillon flysch, indépendant et relativement réduit en longueur, compliquait la bordure sud du Prébalkan.

**Stara Planina.** Elle représente l'« épine dorsale » des Balkanides (B o n c e v, 1966), avec une partie occidentale (Bercovica) et une autre centrale (Šipka), plus élevées, et une partie orientale abaissée (Luda Kamcija) (B o n c e v, 1966 ; H a j d u t o v et al., 1974). Au-dessus d'un socle cristallin (à massifs granitiques) semblable à celui du Prébalkan (Belogradcik) suit une série sédimentaire du Paléozoïque supérieur (molassique à éruptions), Mésozoïque (Trias, Jurassique, Crétacé) et Paléogène (surtout Éocène). Il est à remarquer que le faciès danubien interne (Salaš) est développé sur la Stara Planina aussi (H a j d u t o v et al., 1974). Des puissantes masses de flyschs du Crétacé supérieur et de l'Eocène s'y trouvent également, développées surtout dans la Stara-Planina orientale (zone de Luda Kamcija).

À la partie sommitale du flysch turonien et surtout dans le «flysch à olistostromes» du Sénonien et du Paléocène (flysch d'Emine) (qui est fort probablement un wildflysch), des klippes sédimentaires de calcaires et dolomies triasiques sont « emballées » (N a c e v, 1977). Ce lithofaciès rappelle beaucoup le Danubien où, au même niveau stratigraphique (Sénonien), est développé le wildflysch. La différence réside dans la nature des klippes sédimentaires, mais ça n'est qu'un problème de source, qui ne change pas beaucoup le trait général .Des lambeaux de recouvrement surmontent ce «flysch» d'Emine, constituant la nappe de Karandyl (V î l c e a n o v, 1974, fide N a c e v, 1977) à dépôts carbonatés triasiques et effusifs acides du même âge.

L'aire d'origine de tous ces éléments allochtones (klippes sédimentaires et lambeaux de recouvrement) est plus interne. Suivant N a c e v (1977), ce serait une zone appartenant toujours à la Stara Planina, mais plus interne que la zone de Luda Kamcija. Tenant compte du fait qu'un relais existe entre cette dernière et l'anticlinal de Šipka (B o n c e v, 1966) et qu'elle est située devant le prolongement oriental de l'anticlinal, cette hypothèse semble possible. On arrive ainsi à distinguer dans la Stara

[6] Nous avons pu constater nous-mêmes cette similitude lors d'une excursion (1967) dans la région, guidée par P. G o c e v.

Institutul Geologic al României

Planina deux zones plus ou moins parallèles : Berkovica-Šipka, plus interne, et Luda Kamcija, plus externe, ce qui explique la différence de faciès du Crétacé supérieur (H a j d u t o v et al., 1974), au moins.

Les tectogenèses principales de la Stara Planina sont fini-Crétacé («laramienne») et fini-Éocène moyen «pyrénéenne» (H a j d u t o v et al., 1974). Une discordance angulaire est citeé (H a j d u t o v et al. 1974) aussi à la base du Maastrichtien dans la zone Šipka (donc dans la Stara Planina interne), tandis que la sédimentation continue(?) jusqu'au Paléocène (N a c e v, 1977), dans la zone de Luda Kamcija. La tectogenèse «laramienne» suit aux flyschs néocrétacés, celle «pyrénéenne» à ceux éocènes. Une molasse de l'Éocène supérieur suit à cette dernière tectogenèse.

La Stara Planina, notamment la zone de Luda Kamcija, plonge vers l'Est sous la Mer Noire. Vers l'Ouest elle bute contre la faille du Timok. Par dessous les éléments gétiques de la Serbie orientale elle devrait se relier aux éléments les plus internes du Danubien (voir les considérations faites ci-dessus). On peut donc conclure que le Danubien des Carpathes méridionales trouve son équivalent dans le Prébalkan et la Stara Planina. Nous rappellerons les principaux traits communs :

— la relative abondance en massifs granitoïdes paléozoïques et plus anciens ;

— les molasses hercyniennes riches en volcaniques acides ;

— les faciès lithologiques semblables, notamment ceux du Jurassique inférieur, du Tithonique et du Crétacé inférieur, du Crétacé supérieur, spécialement du Sénonien ;

— la position tectonique périmoesienne avec passage graduel à cette plate-forme visible surtout dans le Prébalkan.

Il y a bien sûr des différences aussi et la plus notable est le développement du Trias dans le Prébalkan et la Stara Planina, qui est absent dans le Danubien. C'est la conséquence d'une inondation différentielle, mais peut-être aussi, en partie, d'une érosion plus active anté-Jurassique inférieur du côté danubien.

**Zone de Kotel.** Etroite et allongée, la zone de Kotel est située entre la Stara Planina orientale (Luda Kamcija) et le Prébalkan. Fortement tectonisée, elle montre en affleurement seulement des formations sédimentaires (triasiques, jurassiques, crétacées et éocenes). Des «olistostromes» y sont développées (G a n e v, 1966 ; H a j d u t o v et al. 1974). Les faunes téthysiennes trouvées dans les klippes sédimentaires constituées de dépôts triasiques compliquent beaucoup les choses, puisque le Trias du Prébalkan et de la Stara Plaina montre des affinités moesiennes (germaniques). Elles proviennent donc d'une aire bien plus méridionale, qu'on ne peut pas encore préciser. En s'engageant sur le chemin des hypothèses on peut se demander aussi si la zone de Kotel dans son ensemble n'a pas une position allochtone ? !

**Srednegorie.** Située entre la Stara Planina et le Rhodope, la Srednegorie est caractérisée surtout par le large développement du Crétacé

Institutul Geologic al României

supérieur, avec des formations volcano-sédimentaires andésitiques et chalco-alcalines au niveau du Sénonien. Le socle cristallin surtout méso-métamorphique est surmonté par des formations permiennes (molassiques), triasiques, jurassiques et éocrétacées, conservées dans des lambeaux discontinus épargnés par l'érosion antésénonienne. Nettement discordant sur le substratum et conservé actuellement dans des grabens longitudi-

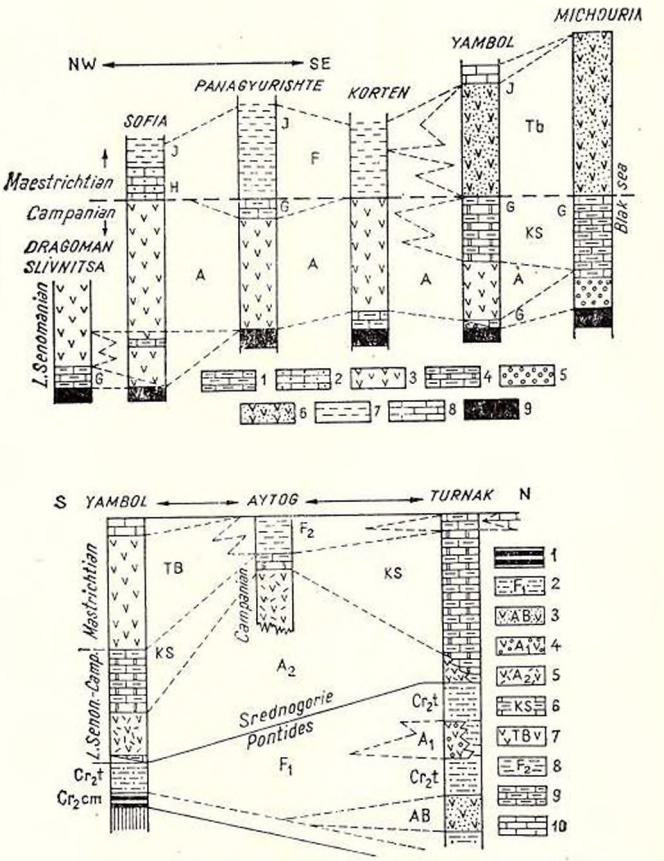



Fig. 4. — Corrélations lithostratigraphiques et tectoniques dans la Srednegorie (d'après Gocev et al., 1970).

A, zone de Srednegorie : 1, marnes et marnocalcaires ; 2, grès et calcaires gréseux ; 3, andésites, tufs et tuffites ; 4, calcaires argileux et silicites ; 5, conglomérats ; 6, pictites, trachybasaltes, trachyandésites ; 7, grès, marnes, argilites, aléurolites ; 8, calcaires ; 9, soubassement du Crétacé supérieur.

B, Srednegorie orientale et Ludaà Kamcija : 1, formation charbons ; 2, formation du flysch cénomanien-turonien ; 3, formation andésito-basaltique du Cénomanien supérieur ; 4, formation andésitique du Turonien ; 5, formation andésitique du Sénonien inférieur-Campanien ; 6, formation carbonato-siliceuse (Sénonien inférieur-Campanien) ; 7, formation trachybasaltique (Maastrichtien) ; 8, formation de flysch (Maastrichtien) ; 9, formation argilo-calcaire (Maastrichtien) ; 10, formation argilo-carbonatée. F — formation de flysch ; KS — formation carbonato-siliceuse ; A — formation andésitique : TB — formation trachybasaltique ; G — Globotruncanes ; I — Inocérames ; H — Hippurites.

naux (Boncev, 1966 ; Gocev et al., 1970 ; Hajdutov et al., 1974), le Sénonien comporte une séquence inférieure (qui monte jusqu'au Campanien — Gocev et al., 1970) à volcaniques andésitiques et dépôts marnocalcaires et une autre, supérieure (maastrichtienne) groupant des flyschs et des volcaniques trachybasaltiques et trachyandésitiques

Institutul Geologic al României

(Gocev et al., 1970). Le long du rameau alpidique ce développement volcano-sédimentaire du Sénonien est connu depuis Dacides occidentales (Vlădeasa) dans le Nord, mais surtout dans le domaine gétique (Rusca Montană et Timok), la Srednegorie et les Pontides.

La partie frontale de la Srednegorie est marquée, dans le Balkan central et occidental, par de grandes voûtes anticlinoriales (Svoge, anticlinal de Sredna Gora) (Boncev, Dimitrov, 1965; Hajdutov et al., 1974) où les socles affleurent largement. Sur leurs bords externes elles chevauchent la Stara Planina. Dans la Srednegorie centrale ce chevauchement (charriage) est particulièrement évident. Là le socle a des affinités claires avec les métamorphiques gétiques. L'anticlinal de Svoge (qui se prolonge dans la zone de Vidlič de Serbie orientale; Andjelcovici et al., 1967) semble être un élément frontal, plus externe, surtout tenant compte des caractères pétrologiques des formations du socle, qui ont des affinités avec celles de Stara Planina. Le Trias y est pourtant d'un autre faciès, corrélable avec le Gétique frontal. Cet élément frontal — Vidlič-Svoge — serait depassé, par charriage, dans la Srednegorie centrale; il pourrait être le lieu d'origine de la nappe de Karandyl et des klippes sédimentaires du «flysch» d'Emine, voire même du Trias de Kotel(?).

La tectogenèse principale de la Srednegorie est «laramienne», postmaastrichtienne. Le charriage frontal de la Srednegorie est du même âge, mais il a été certainement repris lors de la tectogenèse «pyrénéenne», comme le montre la présence de l'Eocène sous le charriage de Triglav (Botev Vrîh) (Hajdutov et al., 1974).

La corrélation de la Srednegorie avec la nappe gétique (Săndulescu, 1975) accorde au contact frontal de la première une importance particulière. C'est au-dessous de ce front que doivent s'«enraciner» les flyschs tithoniques et néocomiens de la nappe de Severin et de ses éventuels équivalents (flysch de Trojan). En extrapolant les données connues dans les Carpathes méridionales, c'est entre le front de la Srednegorie et le bord méridional de la Stara Planina qu'on doit chercher les correspondants des nappes daciques externes. Et c'est le long de ce front que la cicatrice marquant le raccourcissement des socles daciques externes doit être cherchée. Les formations radiolaritiques et de type flysch de la zone de Kotel seraient originaires de cette cicatrice aussi, rappelant la nappe de Severin! On arrive ainsi à suivre les traces du mégasillon dacique externe (Săndulescu, 1973) depuis l'Ukraine subcarpathique (bassin de la Tissa supérieure) jusque sur le bord de la Mer Noire (entre Burgas et Varna). C'est un élément de corrélation le long du «rameau alpidique» de grande importance.

*La zone de Strandja* (= Istrandja), bien que généralement incluse dans la Srednegorie, présente des caractères particuliers. Il s'agit spécialement du fait qu'il y a là des formations mésozoïques métamorphiques. Il s'agit d'un Trias à prédominance dolomitique et d'un Jurassique (inférieur-superieur) surtout phylliteux à séquences calcaires ou dolomitiques; des roches vertes (coulées et tufs) sont associées aux formations jurassi-

Institutul Geologic al României

ques. Les datations sont faites par des faunes (Schatalov, 1958, 1967; Schatalov et al., 1972), bien que le métamorphisme atteigne des degrés élevés (schistes à staurotide, dysthène). Les métamorphites mésozoïques surmontent un socle cristallin à intrusions granitiques, préalpin.

Tollmann (1965) suppose que les métamorphites mésozoïques et leur socle préalpin affleurent dans une fenêtre tectonique d'au-dessous la nappe de Srednegorie et de Stara Planina; elle serait d'âge mésocrétacé, le Cénomanien non métamorphique transgressant les formations mésozoïques métamorphisées. Pour les auteurs bulgares (Boncev, 1965, 1966, 1967; Gocev et al., 1974 etc.), la Strandja représente un vaste et compliqué anticlinorium, où affleurent les éléments cimmériens de la Srednegorie; le métamorphisme serait dû à deux phases tectogéniques: cimmérienne ancienne (fini-Trias) au Sud et néocimmérienne (fini-Jurassique) au Nord.

À part la présence du métamorphisme alpin, un trait particulier supplémentaire de la Strandja est le développement du Jurassique à volcanites basiques, qui n'est pas connu dans la Srednegorie. Les zones les plus proches où l'on connaît des formations semblables ce sont le Danubien le plus interne (zone de Feneș — Năstăseanu, 1975, 1980) et les Pontides (Bergougnan, 1975a). Le rapprochement avec le Danubien interne soutient l'hypothèse de Tollmann à la différence que la seule unité charriée par-dessus la Strandja serait celle de la Srednegorie, la Stara Planina appartenant aussi au Danubien. La comparaison avec les Pontides plaiderait pour une position plus proche de Srednegorie et peut-être plus interne.

**Kraijštides.** Dans le sens large (Boncev, 1965, 1966, 1974; Karagiuleva, 1967) les Kraijštides seraient une zone très allongée parallèle au massif serbo-macédonien allant de la Mer Égée jusque dans le Banat. Elles grouperont ainsi des éléments très différents (du Gétique des Kraijštides proprement-dites, des masses cristallines rhodopiennes). Nous suivrons dans cette note la proposition de Grubici (1967) de restreindre les Kraijštides à l'unité caractérisée par le développement du flysch tithonique, unité connue en Serbie orientale sous le nom de zone de Lužnica.

Dans les Kraijštides (s.str.) ainsi définies affleurent, au-dessus d'un socle métamorphique à massifs granitiques, une série Trias-Jurassique moyen carbonatée à passées clastiques, couronée d'un flysch tithonique.

De l'intérieur chevauche *la nappe de Penkovtzy* constituée de dépôts ordovicien-carbonifères (et par endroits permiens) non métamorphiques et triasique-jurassiques carbonatés. Elle est découpée par l'érosion en plusieurs lambeaux parmi lesquels nous rangeons aussi l'« anticlinorium » de Trun. Cette nappe de Penkovtzy est le correspondent méridional de la nappe de Saska-Gornjak située entre le gétique et le supragétique (voir partie Carpathes). À son tour, la nappe de Penkovtzy est chevauchée par le bord externe du massif serbo-macédonien qui est en grandes lignes la nappe de Morava (= Osogovo). Au Sud de Blagoevgrad ce chevau-

Institutul Geologic al României

chement met en contact le massif serbo-macédonien directement avec le cristallin du Rhodope; il a été contouré jusque sur le bord de la Mer Égée (Mercier, 1966).

Situées entre la Srednegorie er la nappe de Penkovtzy (= Saska-Gornjak) les Kraijštides (sensu stricto) ont une position «gétique» très interne. Elles arrivent vers le Nord jusqu'à Niš (en Serbie orientale) où elles sont dépassées, par charriage, par les unités plus internes. Vers le Sud elles sont coincées entre les cristallins du Rhodope et du massif serbo-macédonien, butant aussi contre l'extrémité nord-ouest du premier.

**Rhodope.** Considéré un massif médian classique, comme celui serbo-macédonien d'ailleurs, le Rhodope est constitué d'une grande masse cristalline surmontée par des dépôts priaboniens, oligocènes et plio-quaternaires. Des volcaniques paléogènes s'y développent aussi. Au Nord il vient en contact avec la Srednegorie et la Strandja, au Sud la zone de Vardar le contourne pour se raccorder à la cicatrice ophiolitique qui sépare Pontides et Taurides en Asie Mineure.

Si la marge nord est relativement tranchante (la faille de Maritza), celle méridionale pose beaucoup plus de problèmes. Ainsi, en Thrace occidentale et dans l'île de Samothrace ont été trouvées des formations métamorphiques mésozoïques accompagnées d'ophiolites (cf. Walther, 1974) situées bien au Nord par rapport à la cicatrice ophiolitique «téthysienne» (Vardar-Anatolie). Sont-elles en position allochtone sur le bord sud du Rhodope ou bien la cicatrice subit dans la Mer Egée nord-orientale des décrochements dextres importants?

## Pontides

Les Pontides longent au Sud la Mer Noire. Elles représentent dans l'Asie Mineure le «ramcau alpidique» (Bergougnan, 1975, a, b, c; Fourquin, 1975; Bergougnan, Fourquin, 1976) s'étendant vers le Sud jusqu'à la cicatrice ophiolitique qui longe au Nord les massifs de Menderes et de Kirşehir. Elles passent vers l'Est dans la chaîne du Petit Caucase, et vers l'Ouest au Balkan. Le front nord des Pontides se trouve sous la mer, ce qui rend très difficile la réalisation d'une image complète des unités qui prennent part à leur constitution, mais également une corrélation complète entre Balkan et Petit Caucase.

Les noyaux cristallins du socle pontique comprennent des formations métamorphiques et granites, hercyniennes et plus anciennes (Ilgaz Dag, Daday, Anatolie du Nord-Ouest, Amasya etc.), recouvertes par une molasse permo-carbonifère à charbons [7]. Le Jurassique «flysch» (silto-argileux) riche en volcanites est typique pour les Pontides situées au Nord de la faille nord-anatolienne, tandis qu'au Sud de celle-ci (Anatolie du NO, Fourquin, 1975) les volcaniques manquent(?). Très carac-

[7] Le Permo-Carbonifère marin de Pulur (Bergougnan, 1975a) peut à la rigueur être considéré en position allochtone, comparable à celui du NO de l'Anatolie (Fourquin, 1975)?

Institutul Geologic al României

téristiques pour les Pontides sont les flyschs sénoniens et éocènes (Boccaletti et al., 1968; Bergougnan, 1975a). Aux premiers sont associées des volcaniques andésitiques, ce qui rapproche clairement les Pontides développées au Nord de la faille nord-anatolienne de la Srednegorie du Balkan! Le volcanisme trachyandésitique de l'Anatolie du

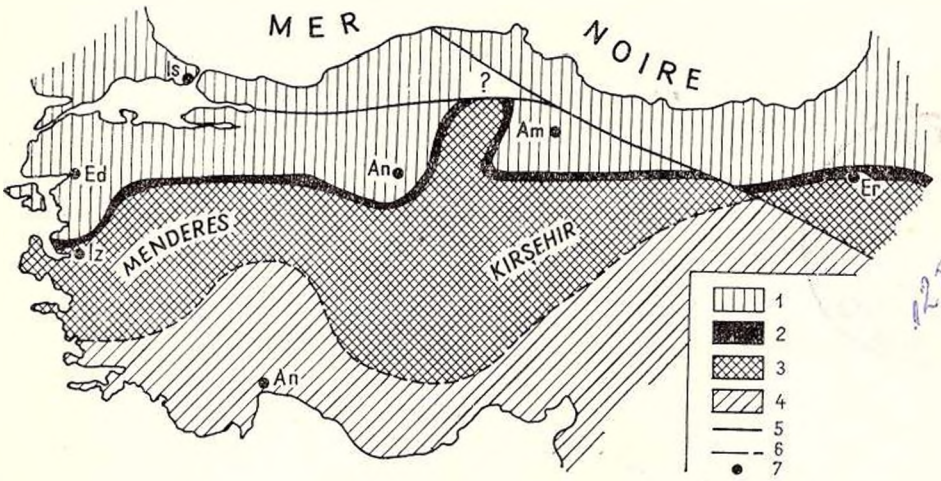



Fig. 5. — Esquisse tectonique de l'Asie Mineure (d'après Bergougnan et Fourquin, 1976, simplifiée).

1, rameau alpidique; 2, suture ophiolitique; 3, rameau dinarique (formations métamorphiques); 4, rameau dinarique (formations non métamorphiques); 5, faille nord-anatolienne; 6, faille?; 7, localités.

NO est surtout paléogène (Fourquin, 1975) se rapprochant ainsi de celui du Rhodope.

Les ophiolites dans les Pontides sont allochtones. La preuve est fournie par la nappe de Karayaprak (Bergougnan, 1975a) de la région d'Erzincan (Haut-Kelkit). Une position semblable doit être considérée aussi pour les ophiolites qui surmontent les massifs cristallins de Ilgaz Dag et Daday (Boccaletti et al., 1968) et en général pour toutes les formations ophiolitifères affleurant au Nord de la cicatrice «téthysienne». L'hypothèse de la position allochtone (à vergence nord) des ophiolithes du versant sud du Rhodope (voir partie Rhodope) trouve ainsi un cadre plus général. On arrive donc à la conclusion que le double déversement de la cicatrice ophiolitique «téthysienne» démontré dans l'Anatolie nord-orientale (Bergougnan, 1975) est général pour toute l'Asie Mineure et peut-être même pour la transversale de la Mer Égée septentrionale. Il disparait pourtant, semble-t-il, le long de la zone de Vardar. L'ampleur du déversement septentrional des ophiolites ne serait pas négligeable, certains lambeaux étant assez éloignés de la cicatrice.

Les affleurements les plus nordiques des Pontides le long du bord de la Mer Noire appartiennent toujours à l'ensemble qui est similaire à

128853

Institutul Geologic al României

la Srednegorie. Que se passe-t-il avec les unités plus externes que celle-là, notamment la Stara Planina et le Prébalkan? Elles doivent se trouver au Nord, sous la mer. Comme il est peu probable que la Srednegorie s'« autochtonise » brusquement sur la transversale d'Istamboul et tenant compte du fait que le plateau continental est relativement étroit au Nord de la Turquie, on peut supposer que leur sous-charriage au-dessous des

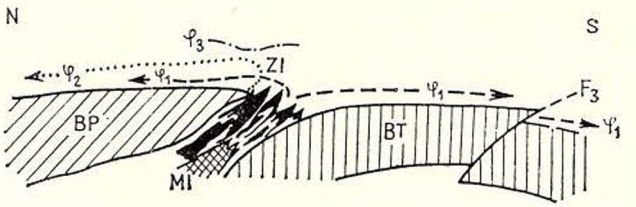



Fig. 6. — Schéma montrant la mise en place des unités charriées respectivement sur les autochtones pontique et taurique (d'après Bergougnan, 1973).

BP, bloc pontique; BT, bloc taurique; ZI, zones intermédiaires des péridotites d'Erzincan; MI, restes des massifs intermédiaires du type Kirşehir; $\varphi_1$, contact de base du mélange ophiolitique post-Paléocène—anté-Lutétien supérieur); $\varphi_2$, contact de base de l'unité de l'Akdag d'Erzincan (post-Néogène); $F_3$, failles post-néogènes.

Pontides soit assez important. Il faut remarquer dans ce contexte qu'à l'Est de la Mer Noire n'affleurent pas d'éléments comparables à la Stara Planina et au Prébalkan et que la chaîne du Petit Caucase chevauche le massif de Djirouly, qui est en position « moesienne » (S t i l l e, 1953). La cicatrice marquant les restes du mégasillon dacique externe devrait se retrouver elle-aussi sous le front chevauchant des Pontides. Jusqu'où cette cicatrice se prolonge-t-elle sous la mer, ceci reste un problème ouvert. Mais dans ce cas-là aussi il est pour le moment difficile de lui trouver un correspondant dans le Petit Caucase.

### Dobrogea septentrionale

Le tronçon de chaîne plissée qui affleure dans la partie septentrionale de la Dobrogea, au Nord de la faille de Peceneaga-Camena, représente un segment de chaîne alpine qui ne se relie pas au « rameau alpidique ». Avec la Crimée méridionale et le Grand Caucase elle constitue une chaîne intracratonique, à l'opposition des Carpathes, Balkan et Pontides qui sont des chaînes péricratoniques. (D u m i t r e s c u, S ă n d u l e s c u, 1968, 1969, 1970).

Deux unités principales affleurent dans la Dobrogea septentrionale : celle de Măcin, interne (sud et sud-ouest), et celle de Tulcea, externe. Toutes les deux sont des unités de socle. Celui-ci est constitué de formations

Institutul Geologic al României

cristallinnes hercyniennes(?) et plus anciennes, de granites hercyniens et de formations sédimentaires dévoniennes et éocarbonifères. Le Trias et le Jurassique, affleurant surtout dans la zone de Tulcea, montrent des faciès méditéranéens, des flyschs étant développés dans le Trias supérieur et le Lias inférieur. L'unité de Măcin est charriée (cf. O. Mirăuță, données non publiées) sur celle de Tulcea, des lambeaux de recouvrement y étant présents.

Entre ces deux unités de socle est coincée une unité constituée de formations triasiques et de roches basiques (ophiolites selon Savu et al., 1980) : c'est l'unité de Niculițel. Son caractère d'unité allochtone dépourvue de schistes cristallins lui confère un cachet particulier, marquant des raccourcissements assez importants de la croûte (Rădulescu et al., 1976). Elle serait le témoin des obductions (Savu et al., 1970) éocimmériennes, bien que les caractères des roches basiques ne fussent pas clairement de type océanique.

Les tectogenèses alpines de la Dobrogea septentrionale se sont déroulées en deux moments : le premier à la fin du Lias (postérieur à la déposition des flyschs) [8], un autre après le Jurassique supérieur et avant le Crétacé supérieur (Săndulescu, 1978). Pendant la première phase il est fort possible qu'eût lieu le charriage de l'unité de Măcin et de celle de Niculițel, pendant la seconde le charriage (« en bloc »?) de la Dobrogea septentrionale sur son avant-pays, notamment la dépression prédobrogéenne (superposée à la plate-forme scythienne).

Le prolongement vers le Nord-Ouest de la Dobrogea septentrionale, sous des molasses néogènes, a été précisé par les forages jusqu'au Sud-Est d'Adjud (Barbu et al., 1970), où elle finissait en coin entre la plate-forme scythienne et la plate-forme moesienne, qui viennent ainsi en contact le long d'une fracture constituant le prolongement septentrional de la faille de Peceneaga-Camena. Nulle part plus au Nord de structures alpines n'ont été trouvées .

Vers l'Est les structures de la Dobrogea septentrionale et leur couverture post-tectonique (Crétacé supérieur du synclinal de Babadag) plongent sous la mer. Leur raccord avec la Crimée alpine sera examiné plus loin. Nous rappelerons pour le moment que les deux plate-formes qui limitent la Dobrogea septentrionale au Nord (scythienne) et au Sud (moesienne) passent aussi sous la mer.

### Crimée alpine

Au Sud de la plate-forme scythienne, dans la Crimée méridionale, affleure un tronçon de chaîne alpine connu sous le nom de « chaîne de Crimée". Les plus anciennes formations qui y sont connues sont des flyschs du Triasique-Jurassique inférieur (flyschs tauriques), identiques aux flyschs du même âge de la Dobrogea septentrionale. Au-dessus, avec une discordance fort bien exprimée (Muratov, 1973), suit une série terri-

[8] Patrulius et al. (1975) ont montré que les flyschs de la Dobrogea septentrionale n'étaient pas exclusivement triasiques, mais qu'ils passaient dans le Lias aussi.

Institutul Geologic al României

gène du Jurassique moyen, des faciès calcaires et des flyschs du Jurassique supérieur-Valanginien et ensuite, avec une nouvelle discordance, des calcaires éocrétacés (Muratov, 1973; Uspenskaya[9]). La couverture post-tectonique débute par l'Albien, comprenant aussi des dépôts du Crétacé supérieur et du Paléogène, même du Miocène supérieur (partie supérieure de la série de Maikop). À la partie sommitale des flyschs tauriques est développé un très intéressant niveau à klippes sédimentaires (cf. Uspenskaya) renfermant des calcaires permiens, des roches triasiques et des basaltes à pillow-lava.

Les deux tectogenèses les plus importantes sont après le Jurassique inférieur (éocimmérienne) et dans le Crétacé inférieur.

La correspondence entre la « chaîne de Crimée » et la zone de Tulcea de la Dobrogea septentrionale est très claire. Le déroulement des tectogenèses, la similitude des flyschs néotriasique-liassiques, la position structurale identique (sur le bord sud de la plate-forme scythienne) sont des faits qui soulignent cette corrélation. L'unité de Măcin et celle de Niculițel n'affleurent pas dans la Crimée alpine. Elles peuvent pourtant se trouver sous la mer, au Sud de la côte méridionale de la Crimée. Une trace de leur existence, au moins de l'unité de Niculițel, sont les klippes sédimentaires de roches basiques qu'on connaît dans les niveaux d'« olistostromes ». Cette connexion Dobrogea septentrionale-Crimée alpine se ferait par dessous la Mer Noire, dans les limites du plateau continental, largement développé au Sud du golfe d'Odessa. Des failles transversales plus ou moins importantes peuvent décaler différents tronçons de cette zone de connexion, sans changer pourtant l'essentiel de la corrélation.

## Plate-formes

L'avant-pays du « rameau alpidique » examiné ci-dessus (Carpathes, Balkan, Pontides) groupe des plate-formes de différents âges. La plus ancienne est la plate-forme est-européenne, avec un socle précadomien et une couverture comprenant plusieurs cycles de sédimentation, depuis le Vendien jusqu'au Néogène. Au Sud de celle-ci est située la plate-forme scythienne, à consolidation hercynienne et à couverture allant du Paléozoïque supérieur jusqu'au Néogène également. La chaîne hercynienne située au Sud de la plate-forme est-européenne comprenait, à part l'actuelle plate-forme scythienne, les socles préalpins de la Dobrogea septentrionale et de la Crimée alpine. Cette partie sud de la chaîne hercynienne a été remobilisée au début du cycle alpin dans la zone géosynclinale intracratonique qui correspondait à l'actuelle chaîne alpine Dobrogea du N—Crimée du S—Grand Caucase. Les différences qui existent entre la plate-forme scythienne et ces noyaux hercyniens remobilisés seraient dues à une constitution différente de la chaîne hercynienne qui fût divisée en unités majeures longitudinales à caractères spécifiques.

[9] Lors d'une réunion internationale à Leningrad (1978) E. A. Uspenskaya a eu la très grande amabilité de nous faire connaître ses opinions sur la géologie de la Crimée alpine.

Institutul Geologic al României

Au Sud de la chaîne alpine intracratonique et au Sud-Ouest de la plate-forme scythienne, au-delà du point de « disparition » de cette chaîne, se trouve la plate-forme moesienne. Son socle cristallin est antépaléozoïque. Pour les chaînes hercyniennes du Sud-Est européen elle constituait un massif médian (Dumitrescu et al., 1962). Sa couverture sédimentaire très épaisse (par endroits plus de 6 km) comprend plusieurs cycles de sédimentation allant de l'Ordovicien jusqu'au Tertiaire (Patrulius, 1960; Popescu et al., 1967; Paraschiv, 1975). Elle a subi des déformations qui étaient les échos des tectogenèses déroulées dans les chaînes voisines. De grandes cassures crustales limitent ou découpent la plate-forme moesienne. C'est d'abord la faille de Peceneaga-Camena, qui représente la limite septentrionale de la plate-forme et qui a facilité des translations dextres. Ensuite c'est la faille Călărași-Fierbinți, que nous dénommons la faille intramoesienne, dont l'évolution est complexe, avec des translations dextres au début et sénestres à la fin (Rădulescu et al., 1976). Ces cassures ont joué un rôle important dans l'évolution et la genèse de la forme actuelle des Carpathes, en facilitant des sous-charriages différentiels de l'avant-pays.

Vers l'Est la plate-forme moesienne passe sous la Mer Noire et devrait se prolonger sur le plateau continental. L'existence des zones à croûte subocéanique (Malavitzky et al., 1970; Garkalenko, 1972) devrait interrompre la continuité de cette plate-forme (à socle continental). Pourtant, des restes de cette plate-forme peuvent se trouver encore au Sud de la Crimée alpine, dans la partie est de la Mer Noire, se prolongeant dans le massif de Djirouly, du côté des Pontides. L'« éclatement » de la plate-forme moesienne serait un effet de l'« ouverture » de la Mer Noire, mais le début de celui-ci est encore difficile à préciser. Il semble pourtant qu'il soit postérieur aux ouvertures téthysiennes datant du Trias. Nous reviendrons sur ce problème plus loin.

### Corrélation générale des grands ensembles structuraux

En guise de conclusions à l'analyse de la structure actuelle nous essayerons de délimiter les grands ensembles structuraux, afin d'avoir un point de départ pour les reconstructions évolutives. La plus compliquée est la corrélation le long du « rameau alpidique », sur laquelle nous nous arrêterons en particulier.

C'est Kober (1931, 1933) qui a développé la « philosophie » de la division des chaînes alpines de l'Europe en deux rameaux : alpidique, du côté de la plate-forme européenne, et dinarique, du côté de celle africaine. Ils seraient séparés par des massifs médians (= Zwichengebirge) ou par des cicatrices (= narben), le long desquelles ceux-ci disparaissent ou manquent. Plus tard, le développement de la connaissance sur la structure des chaînes plissées a montré que la plupart des massifs médians (Anatolien, Transylvain, Pannonien) faisaient partie d'un rameau ou d'un autre, s'intégrant dans la structure générale de ceux-ci. Avec l'« arrivée » de la tectonique des plaques, une nouvelle symétrie s'imposait,

Institutul Geologic al României

dont l'axe devraient être les restes de l'ancien océan téthysien (mésogéen). On est parti donc à la recherche des marges continentales, européenne et africaine, en même temps que des restes de l'ancien océan.

Pour ce qui concerne l'aire à laquelle se rapporte notre analyse, il semble qu'une solution assez ferme ait été acquise pour les chaines situées au Sud de Belgrade. En effet, la limite interne de la zone de Vardar et de la cicatrice qui lui correspond dans l'Asie Mineure marque en même temps la limite méridionale du continent européen (Dercourt, 1970; Aubouin et al., 1970; Aubouin, 1973; Bergougnan, Fouquin, 1976; Biju-Duval et al., 1977 etc.), et en même temps du « rameau alpidique ». De Belgrade vers le Nord, les choses se compliquent et les solutions diffèrent suivant les modèles choisis. Dans ce contexte l'analyse de la position des Transylvanides est de première importance.

Il n'est pas dans notre intention d'entrer dans les détails de la structure et de la paléogéographie des Alpes. Il faut tout de même préciser que le dilemme consiste à choisir entre des modèles plaçant le paléo-océan téthysien au Sud des ensembles Austroalpins ou au Nord de ceux-ci. Ce dilemme s'étend aux Carpathes également. L'ensemble Austroalpin correspond dans les Carpathes aux Dacides occidentales. Celles-ci sont séparées des unités plus européennes à socle sialique par les Transylvanides à croûte océanique. Comme les Transylvanides peuvent être corrélées avec la zone piémontaise (Săndulescu, 1975, 1980), on constate que le problème est le même sur la transversale des Alpes orientales que sur la transversale des Carpathes.

En corrélant les Transylvanides avec la zone de Vardar (voir chapitre Carpathes) « africanise »-t-on tout l'ensemble des Dacides occidentales et de l'Austroalpin? Ce n'est pas si facile, puisque les particularités des tectogenèses et l'évolution sédimentaire de celles-ci aussi bien dans l'Hercynien qu'au cours de l'Alpin sont plus proches de l'évolution européenne. On suit difficilement l'hypothèse de Chorowicz et Geyssant (1976) qui relie l'océan piémontais à celui dinarique par l'intermédiaire d'une paléofaille transformante Split-Vienne, qui interrompt la continuité, pourtant évidente, de l'Austroalpin et des Dacides occidentales. On ne peut pas également placer le Gétique sur la marge nord-appulienne et relier Codru et Bihor avec le Rhodope (Biju-Duval et al., 1977), pour la bonne raison que le Gétique est plus externe (plus « européen ») aussi bien par rapport au Rhodope qu'aux Monts Apuseni (Săndulescu, 1975). Il faudra donc chercher un modèle qui ne placera pas l'ensemble Austroalpin-Dacides occidentales dans une position « africaine », mais qui permettra aux ophiolites transylvano-piemontaises de représenter les restes d'une partie du paléo-océan téthysien, situé au Sud de la marge continentale européenne (Trumpy, 1975). On pourrait se demander ainsi si la cassure téthysienne n'avait pas bifurquée isolant entre deux zones océaniques un domaine continental qui grouperait les unités de l'ensemble Austroalpin-Dacides occidentales.

En partant des Transylvanides et du Vardar vers la plate-forme moesienne on constate que deux groupes d'unités peuvent être corrélées

Institutul Geologic al României

à longue distance : les unités daciques externes, d'une part, et les unités à socle sialique, représentées par les nappes centrales est-carpathique, gétique, supragétique, Srednegorie et Pontides, d'autre part. Le massif serbo-macédonien et le Rhodope longeaient ce dernier groupe du côté de la zone de Vardar.

Le mégasillon dacique externe correspondait à une zone à croûte amincie fortement fracturée, avec genèse d'ophiolites intraplaques (exemple : nappe du Flysch Noir), qui par endroits passait à une croûte franchement océanique (exemple : nappe de Severin). Ce mégasillon longeait la marge plus ou moins mobilisée de l'avant-pays qui subissait des subsidences plus (faciès flyschs) ou moins (faciès carbonatés) accusées. Par endroits ce mégasillon pourrait se rétrécir fortement, à sa place ne restant qu'une cassure crustale profonde.

De l'autre côté du mégasillon le domaine continental groupant les unités de socle mentionnées ci-dessus était assez vaste, avec une configuration plutôt compliquée. Il a subi des raccourcissements évidents surtout dans sa partie médiane marquée par les unités constituées seulement de formations sédimentaires (nappes de Roziss, d'Argestru, de Reşiţa, de Sasca-Gornjak et de Penkovtzy).

Le « rameau alpidique » est séparé de la chaîne intracratonique Dobrogea septentrionale-Crimée méridionale par la plate-forme moesienne. À aucun moment de son histoire alpine elle n'a été reliée à d'éléments appartenant au « rameau alpidique », notamment aux Carpathes. Cette liaison (H e r t z, S a v u, 1974 ; S a v u et al. 1980) n'est pas possible, puisque les unités de la Dobrogea septentrionale s'arrêtent avant de toucher les Carpathes (cf. données de forages) et aussi puisque ces deux zones mobiles étaient séparées par une zone cratonisée représentant le prolongement nord-ouest de la plate-forme moesienne.

## LE PROBLÈME DES FLYSCHS

Tout le long du « rameau alpidique » et aussi dans la chaîne intracratonique Dobrogea septentrionale-Crimée méridionale, les formations de flysch sont développées à différents niveaux stratigraphiques, avec des positions tectoniques diverses.

Comme nous l'avons déjà mentionné (S ă n d u l e s c u, 1975), suivant les caractères des rythmes, le rapport arénites-lutites et le contenu en carbonate ou en silice, on peut distinguer plusieurs lithofaciès majeurs de la formation du flysch :

— flyschs type « couches à hiéroglyphes » constitués d'arénites et lutites (généralement argileuses) en proportions égales, groupées en rythmes binaires minces d'épaisseur relativement égale ;

— flyschs gréseux, dans lesquels les arénites sont largement développées, occupant la plus grande partie des rythmes ;

— flyschs schisteux, dans lesquels les lutites sont prédominantes, mais pour lesquels la rythmicité des niveaux arénitiques doit toujours exister ;

Institutul Geologic al României

— flyschs calcaires, généralement à trois composants (arénite,s lutites et calcaires fins ou marnocalcaires), dont deux altérnant rythmiquement et le troisième (calcaires ou marnocalcaires) s'intercalant d'une manière pararythmique;

— flyschs siliceux, dont les arénites ont des ciments siliceux et les lutites sont argileuses et souvent silicifiées.

Des types intermédiaires sont souvent développés, marquant les passages latéraux ou sur le verticale d'un type fondamental à l'autre.

*Les flyschs n'ont pas, en général, une position préférentielle.* Ils se développent aussi bien dans des zones à croûte océanique, amincie ou continentale. Les exemples se trouvent dans plusieurs secteurs des chaines examinées, sans liaison avec l'âge des flyschs. Les flyschs triasiques tauriques (et équivalents) sont développés dans une unité à socle sialique, tandis que dans la zone à ophiolites il n'y a que sédimentation carbonatée. Les flyschs tithonique-néocomiens montrent une plus grande diversification : ils se trouvent aussi bien dans les zones pourvues de croûte océanique ou amincie (flysch de Severin, de Ceahlău, Flysch Noir, flyschs des Transylvanides), que dans des unités à socle sialique (flysch des Kraijštides, flysch de Pojorîta et équivalents dans la nappe bucovinienne). On constate quand même que la majeure partie des flyschs tithonique-néocomiens sont liés à des zones où se développent les ophiolites (fait remarqué récemment par Durand Delga, sous presse), étant généralement du type flysch calcaire. Les exceptions citées ci-dessus montrent pourtant qu'il n'y a pas là une règle, que certains schémas de la tectonique des plaques essayent d'imposer.

Les flyschs barrémo-albiens, là-où ils sont connus, montrent une disposition semblable à ceux tithonique-néocomiens. Dans ce sens, le modèle des Carpthes orientales est très instructif. Le flysch débute dans le mégasillon dacique externe au Tithonique (supérieur?-Ştefănescu, 1978) et monte jusqu'à l'Albien. Après les flyschs calcaires suivent au Barrémien-Aptien des flyschs à lithofaciès différenciés — gréseux vers l'intérieur, de plus en plus proches du type « couches à hiéroglyphes » vers l'extérieur, et de plus en plus atypiques vers l'avant-pays (dans ce cas précis il s'agit de la partie inférieure et de la partie moyenne de la série des Schistes Noirs des Moldavides [10]). À l'Albien la sédimentation flysch s'est déplacée (migrée) vers l'extérieur (Moldavides), dans les Dacides externes se développant, à côté des flyschs et vers l'intéreur, des formations molassiques (conglomérats de Bucegi, Ciucaş, Ceahlău). Ce cycle : flyschs calcaires-flyschs différenciés-rétrécissement des faciès flysch (Săndulescu, 1975) se répète encore une fois dans les Moldavides du Sénonien au Miocène inférieur.

Les flyschs du Crétacé supérieur, du Paléogène et, par endroits, du Miocène inférieur sont surtout liés aux unités provenant des zones à socles sialiques (Moldavides, Srednegorie, Pontides,

[10] Il est important de souligner que dans les Moldavides (à l'exception du Flysch Curbicortical) les vrais faciès flysch n'apparaissent qu'à l'Albien, et même à ce niveau ils ne sont pas généralisés.

Institutul Geologic al României

Prébalkan). Il y a pourtant des flyschs, surtout paléogènes, qui surmontent des unités provenant de zones à croûte océanique ou amincie, mais qui étaient ou bien cicatrisées (nappe de Ceahlău recouverte par le flysch de Şotrile), ou bien affectées déjà par une première tectogenèse (unités pienines avec les flyschs paléogènes, flysch de Botiza, flysch du groupe Magura interne). Cette particularité des flyschs néocrétacés et paléogènes semble être déterminée par le fait que nulle part, dans l'aire analysée au moins, des spreadings plus jeunes que le Crétacé inférieur ne sont connus et que les zones à croûte océanique ou amincie ont été cicatrisées (fermées) en totalité ou en partie dès la fin du Crétacé inférieur.

*Les flyschs précèdent ou succèdent aux tectogenèses* [11]. Généralement, les flyschs sont entraînés dans des nappes de charriage ou sont fortement plissés. C'est donc la position prétectogénique qui est la plus fréquente. Même dans ce cas, il y a deux variantes : les flyschs précèdent toute tectogenèse importante (déterminant des raccourcissements plus ou moins accusés de la croûte) ayant affectée l'aire de leur dépôt, ou les flyschs succèdent à une tectogenèse et précèdent une deuxième qui les entraîne dans des déformations de type alpin. On pourrait donc distinguer des flyschs nettement prétectogéniques (prétectogéniques stricto sensu) et des flyschs intertectogéniques. Cette distinction n'est pas liée à l'âge des flyschs : des flyschs paléogènes peuvent être prétectogéniques stricto sensu dans certaines zones (Moldavides) et intertectogéniques dans d'autres zones (Pienides).

Il y a pourtant aussi des flyschs post-tectogéniques. Les plus connus sont le flysch de Podhale de la couverture post-tectogénique des Carpathes occidentales centrales et les flyschs oligo-miocènes de la couverture post-tectogénique des Dacides orientales. Le flysch de Şotrile est également

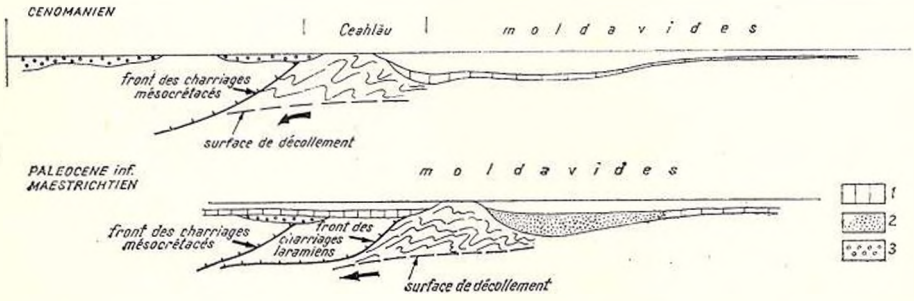



Fig. 7. — Coupes schématiques montrant le mécanisme des charriages successifs des nappes à matériel flysch (d'après M. Săndulescu, 1975, simplifiée).
1, formations pélagiques ; 2, formations flyschs ; 3, formations conglomératiques.

[11] La tectogenèse est une partie seulement de l'orogenèse. Cette dernière comprend deux processus qui transforment une zone géosynclinale en « chaîne plissée » : les tectogenèses et les morphogenèses (S t i l l e, K o b e r, K r a u s, H i l l s, M e t z etc.). Dans ce contexte rechercher si les flyschs sont « synorogéniques » (J i p a, 1978) ne rime à rien, le temps de l'orogenèse couvrant toute la période qui correspond à un cycle orogénique.

Institutul Geologic al României

un flysch post-tectogénique, se développant dans la couverture post-nappe de la nappe de Ceahlău. Bien que cette relation des flyschs avec la tectogenèse soit rare, elle existe quand même, et doit être retenue.[12]

*Les flyschs ont des sources de différents types.* C'est surtout dans les Carpathes que le problème des sources des arénites des flyschs a été étudié (Ksiazkiewicz, 1959, 1960—1963; Murgeanu et al., 1963; Slaska, 1969; Contescu, Mihăilescu, 1970; Contescu, 1969 etc.). On s'est aperçu dès le début du siècle que les flyschs carpathiques recevaient des débris provenant également de l'avant-pays (« exotiques ») et des zones carpathiques plus internes. C'est aussi depuis longtemps (Murgeanu, 1937) que des études lithologiques ont montré la nécessité d'admettre l'existence des cordillères à l'intérieur des aires à sédimentation flysch. Ce n'est pas sur la position que les différentes sources d'arénites puissent avoir par rapport à la zone de sédimentation des flyschs que nous voulons insister, mais sur la variation dans le temps de la puissance de ces sources et sur le fait qu'elles n'alimentaient pas des aires de dimensions constantes. Nos considérations concernent surtout les flyschs carpathiques.

La source externe située dans l'avant-pays est marquée surtout par les débris de Schistes Verts (de type Dobrogea centrale). Ils se trouvent dans les dépôts du Crétacé, du Paléogène et du Miocène inférieur des Moldavides. Sa puissance a connu des moments paroxysmaux (conglomérats) au Paléocène, Oligocène et Miocène inférieur, mais l'aire de dispersion des débris qu'elle fournissait s'est restreinte progressivement (Dumitrescu et al., 1970)[13]. Répandus pendant le Crétacé inférieur sur la majeure partie du domaine paléogéographique des Moldavides (ils font défaut seulement dans les dépôts albiens du Flysch Curbicortical), les débris de Schistes Verts n'arrivent au Sénonien que jusque dans la partie médiane-interne de l'aire de sédimentation de la nappe de Tarcău, à l'Éocène seulement jusque dans la partie médiane de cette même nappe, dans l'Oligocène seulement jusqu'au front de cette nappe et au Miocène inférieur pas plus que dans les plis marginaux. On constate qu'à la limite Éocrétacé/Néocrétacé la limite de la dispersion maximale des débris fournis par l'avant-pays fait un saut important, déterminé peut-être par l'écho des tectogenèses mésocrétacées qui s'étaient achevées plus à l'intérieur. Au contraire, depuis le Sénonien jusqu'au Miocène inférieur, cette limite subit un déplacement graduel lié seulement à la migration de l'axe du sillon flysch.

Sur le fond de l'activité quasi-permanente de la source située dans l'avant-pays est venue s'ajouter, pendant le Vraconien et le Cénomanien (peut-être même une partie du Turonien), une autre source. Il s'agit de la cordillère cumane (Murgeanu, 1937), dont l'activité est marquée

[12] Situation remarquée aussi par Debelmas (1970).

[13] Dumitrescu I., Joja Th., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu J., Bratu E., Ştefănescu M., Micu M. Rapp. Arch. I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

par les débris de granodiorites, qui a surgi au milieu du domaine des Moldavides. Les débris provenant des deux sources se sont mélangés seulement à l'extérieur de la cordillère, qui faisait barrière. Cette cordillère est un exemple de source à activité limitée, et, parait-il, de largeur réduite (guirlande d'îles, allongées le long du sillon ?!).

Une source qui débitait un matériel très « monotone » a fourni les arénites du Flysch Curbicortical : surtout du quartz, accompagné de la muscovite. Elle était placée à l'intérieur de la zone de sédimentation du Flysch Curbicortical, la séparant peut-être du mégasillon dacique externe. La maturité avancée des arénites de ce flysch suppose ou bien une constitution particulière de la source, ou bien une longue altération du matériel détritique, ce qui suggère une assez grande largeur. Cette cordillère — que nous dénommons périmoldavienne, vu qu'elle longeait à l'intérieur le domaine moldavien — est comparable avec la cordillère silésienne des Carpathes occidentales (Ksiazkiewicz, 1959; 1960—1963), en partie par sa position et par ses dimensions. Il faut préciser pourtant que la nature des débris fournis par les deux cordillères n'est pas tout à fait comparable, prouvant des constitutions différentes. Des relais pourraient exister entre les deux.

Les sources qui ont engendré les arénites des flyschs daciques externes avaient une constitution variable et des positions diverses. Une source était vraisemblablement le domaine central est-carpathique, qui n'était pas encore tectonisé (les nappes y sont mésocrétacées), mais qui subissait des érosions évidenciées par le caractère discontinu des formations sédimentaires mésozoïques des nappes qui s'y étaient formées. Mais il ne s'agissait pas seulement de cette source. Les différences qui existent entre les arénites de la nappe du Flysch Noir et de la nappe de Ceahlău montrent que d'autres sources encore étaient actives. L'abondance de débris de roches basiques dans les flyschs barrémo-aptiens de la nappe de Ceahlău (Săndulescu, 1964) impose la conclusion que des morceaux de socle de ce type du mégasillon même sont arrivés dans la zone d'érosion. Ce serait le résultat des compressions fini-Néocomien qui eussent été prouvées dans certains secteurs de la nappe de Ceahlău (Ştefănescu, 1973), peut-être contemporaines des écaillages d'âge austroalpin du domaine central est-carpathique (Săndulescu, 1975, 1976). La constitution supposée très complexe du mégasillon dacique externe (Săndulescu, 1973) souligne la possibilité de l'existence de ces sources multiples.

L'examen du problème des sources sur la seule transversale des Carpathes orientales, que nous venons de faire, montre combien est-elle complexe, la paléogéographie des bassins sédimentaires du flysch. Certainement, sur d'autres transversales d'autres problèmes sont à résoudre. Nous nous bornerons seulement à constater que :

— les sources des arénites constituant les flyschs ont des positions variées ;

— la durée de leur activité est très variable, depuis quelques millions d'années jusqu'à plusieurs dizaines de millions d'années, approchant dans un seul cas (l'avant-pays) la centaine ;

Institutul Geologic al României

— la configuration des bassins à sédmentation flysch était complexe et changeante ;

— la seule analyse des directions de transport, sans l'analyse pétrographique des arénites, ne suffit pas pour solutionner ce probème paléogéographique.

*La sédimentation flysch s'installe quand des conditions spécifiques de subsidence et de transport rythmique sont acquises.* On enfonce des portes ouvertes en soulignant que non pas toutes les séries marines clastiques et épaisses sont des flyschs. La condition de rythmicité, et pour certains auteurs celle du transport par courants de turbidité, est primordialement nécessaire. La coexistence temporelle des flyschs, aussi bien avec des formations pélagiques ou néritiques calcaires, ou avec des molasses, montre que ceux-ci n'ont pas une position unique et fixe dans l'histoire d'une « chaîne plissée ». Les rapports qui s'établissent entre sédimentation flysch et tectogenèse (voir ci-dessus) renforcent cette conclusion.

Essayer d'expliquer par quoi les conditions spécifiques de la sédimentation flysch sont déterminées, c'est plus difficile. Les conditions de mobilité spéciale aussi bien de la zone de sédimentation que des sources doivent jouer un rôle important. Suffisent-elles ?

## ISOCHRONISME ET HÉTÉROCHRONISME DES TECTOGENÈSES

La succession temporelle et la distribution aréale des tectogenèses montrent que les processus de déformation qui ont pris part à l'établissement de l'architecture d'une « chaîne plissée» ont des intensités et des formes variables. C'est pourquoi la corrélation des unités ayant subi des déformations au même moment et de la même qualité est importante. Nous allons analyser surtout les tectogenèses importantes qui ont determiné des raccourcissements de la croûte ou, au moins, des plissements intenses : c'est ce qu'on appelle d'habitude tectogenèses paroxysmales. Mais ce qui est important dans une zone, peut être secondaire dans une autre, ou même manquer dans une troisième.

**Tectogenèses éocimmériennes.** La Crimée méridionale et la Dobrogea septentrionale étant le „locus tipicus" de la tectogenèse éocimérienne, il est utile de remarquer que les dernières données stratigraphiques précisent le moment de son développement vers la fin du Lias (voir parties Crimée et Dobrogea). Sa corrélation le long de la chaîne Dobrogea du Nord-Crimée du Sud est très claire et précise. Elle y est de type paroxysmal.

Le rajeunissement de la tectogenèse éocimmérienne, déterminé par les précisions stratigraphiques acquises dans la région où elle a été définie, rend difficile sa corrélation avec d'autres endroits où elle a été censée d'être reconnue, mais dans son sens « classique», c'est-à-dire placée à la fin du Trias. Il s'agit surtout de la Strandja (voir partie Balkan), où un métamorphisme de cette âge est supposé. Au contraire, dans les Pontides méridionales (Anatolie du Nord-Ouest), la mise en

Institutul Geologic al României

place de la nappe des formations permiennes, après le Lias inférieur, se rapproche de l'âge rajeuni de la tectogenèse cimmérienne.

On constate également que les deux zones où des déformations éocimmériennes importantes se sont déroulées sont relativement parallèles. Elles sont placées sur les deux marges d'un vaste domaine continental qui s'étendait depuis la zone de Măcin au Nord jusqu'aux Pontides méridionales (Anatolie du NO) au Sud. Des deux côtés de ce bloc sialique, la tectogenèse éocimmérienne (rajeunie) déterminait des raccourcissements de la croûte surtout dans les zones ophiolitifères ou assimilées. On devrait s'étonner que, pas longtemps après le début du spreading (au Trias moyen) dans le paléo-océan téthysien, des compressions (charriage de la nappe des formations permiennes — F o u r q u i n, 1975) s'installassent !

Des échos de la tectogenèse éocimmérienne rajeunie [14] ont été saisis dans les Dacides orientales (y interprétée comme phase donetz, S ă n d u l e s c u, 1969, 1975). Ce sont des discordances angulaires d'importance relativement locale, de type précurseur [15]. On connaît également des déformations du même type (précurseur) plus anciennes que le Lias. Elles sont du type discordance angulaire (monts de Braşov — S ă n d u l e s c u, 1964b) et ont été assimilées à la « phase » labinienne.

Les événements pré-Lias, surtout du type surrections épyrogéniques, sont bien marqués dans la majeure partie du «rameau alpidique». Il ne s'agit pas de vraies tectogenèses, mais d'un changement important des conditions sédimentogènes, accompagné par des érosions étendues. Il est saisissable surtout dans les aires à croûte continentale où le Trias supérieur manque ou est détritique. Les zones à croûte océanique et amincie, aussi bien que les bords de celles-ci sont immergées au Trias supérieur et montrent des passages au Lias. Il est intéressant de remarquer qu'une grande partie des Dacides occidentales montrent des caractères «alpidiques» dans le sens considéré ci-dessus : absence du Trias supérieur ou Néotrias détritique (Keuper carpathique) et changement sédimentogénique et paléogéographique au début du Lias. Les unités méridionales (supérieures) seulement montrent des caractères différents, marquant le rapprochement d'un domaine océanique (qui serait situé au Sud de celles-ci et diffère du domaine transylvano-piémontais — voir le chapitre sur la corrélation). C'est un fait de plus pour ne pas «africaniser'' les Dacides occidentales.

**Tectogenèses néocimmériennes.** Dans la région type pour les tectogenèses cimmériennes — dans ce cas la Crimée — cette tectogenèse est

[11] Le fait que dans la région où une tectogenèse a été définie les données nouvelles changent le « timing » de celle-ci, impose la réconsidération de tous les endroits où cette tectogenèse a été mentionnée. Suivant le degré de précision, cette réconsidération est plus ou moins facile. Il y a pourtant des zones ou l'ancienne datation reste valable. C'est dans ce sens que nous employons le terme éocimmérienne rajeunie.

[15] Par rapport à une tectogenèse paroxysmale, il y a des déformations précurseures et posthumes.



Institutul Geologic al României

placée à la fin du Valanginien (cf. Uspenskaia, voir note infrapaginale 9). C'est, encore une fois, un rajeunissement par rapport à la notion classique. Elle a un caractère paroxysmal pour la chaîne intracratonique Dobrogea septentrionale-Crimée méridionale. Des déformations précurseures, avec des développements aréals plus ou moins locaux de cette âge, se manifestaient dans le «rameau alpidique». Elles ne s'y sont pas généralisées.

Une remarque générale pour la totalité de l'aire que nous analysons : à la limite Jurassique / Crétacé ne se produisent pas de changements importants, surtout pas de déformations. Aussi bien dans les séries flysch, que dans celles pélagiques et néritiques carbonatées, le Tithonique et le Néocomien (Berriasien et Valanginien surtout) montrent des lithofaciès communs et une sédimentogenèse ininterrompue. Les tectogenèses qu'on place «à la fin du Jurassique» s'avèrent presque partout être d'âge anté-Tithonique.

**Tectogenèses mésocrétacées.** Pour le «rameau alpidique» les tectogenèses mésocrétacées sont de première importance (paroxysmales) dans certaines zones de celui-là. Elles ont déterminé dans ces endroits des raccourcissements de la croûte d'intensités variables. Le «moment» mésocrétacé est placé à la fin de l'Albien. L'important changement, de vastes dimensions, qui débute au Vraconien et gagne sa plénitude au Cénomanien, suit à ce «moment». Il a été pourtant précédé par une agitation tectogénique remarquable, installée par endroits depuis le Barrémien inférieur, par endroits depuis l'Aptien. Ceci a donné toutes sortes de «phases», comme celle austroalpine (de Tollmann) ou celle dite de Manin (d'Andrusov), la première intra-Barrémien ou à la limite Barrémien/Aptien, la seconde au début de l'Albien. Cette période d'agitation tectogénique, qui groupe plusieurs phases, a culminé par celle mésocrétacée (connue aussi sous le nom de phase autrichienne = Austriche phase). Les plus importants événements concernant les chaînes périponto-euxiniques liés à cette période tectogénique et surtout au moment mésocrétacé sont :

— les premiers charriages des nappes à ophiolites arrivant sur le bord européen : les plus typiques sont les nappes transylvaines, cachetées par le Vracono-Cénomanien ;

— début de cicatrisation et, par endroits, cicatrisation presque complète du mégasillon dacique externe ;

— genèse des nappes de socle sur le bord interne (si l'on se rapporte à la polarité de la chaîne) du mégasillon, surtout dans les Dacides orientales (nappes centrales est-carpathiques) et une partie des Dacides méridionales ; l'ampleur de ces charriages semble diminuer le long du «rameau alpidique» en allant de l'Ouest vers l'Est ;

— écaillements et plissements (plus ou moins serrés) sur la quasi-totalité des zones internes du «rameau alpidique» (là-où il n'y a pas encore de charriages) ;

Institutul Geologic al României

— consolidation définitive de la chaîne intracratonique Dobrogea septentrionale-Crimée méridionale.

La zone dans laquelle ces déformations ne sont pas matérialisées est représentée par les Moldavides. Pourtant, même là les échos en sont marqués : l'arrêt temporaire de la sédimentation flysch sur la majeure partie de la zone et l'apparition des faciès pélagiques relativement condensés. Dans d'autres domaines externes du «rameau» (Prébalkan, Danubien) également, au moins des discordances simples interrompent la sédimentogenèse.

Les tectogenèses mésocrétacées intéressent en égale mésure domaines continentaux, océaniques ou intermédiaires. Pour le «rameau alpidique» elles représentent un élément spécifique. Et on ne peut pas s'empêcher de remarquer qu'elles soient présentes aussi dans ce domaine controversé qui groupe les unités Austroalpines et des Dacides occidentales. Ces tectogenèses représentent l'une des premières grandes révolutions que le domaine alpin a subies. Le deuxième grand cycle de flyschs y débute, comme par hasard, au Crétacé supérieur !

**Tectogenèse pré-Gosau.** Cette tectogenèse est classiquement illustrée dans l'ensemble Austroalpin-Dacides occidentales. Elle y est connue aussi sous le nom de phase méditérannéenne (T o l l m a n n , 1966). On pourrait la considérer un effet à retardement des tectogenèses mésocrétacées.

Bien que déterminant des raccourcissements de la croûte dans une aire relativement restreinte, la tectogenèse pré-Gosau est contemporaine des changements sédimentogéniques et paléogéographiques sur des aires plus étendues. On note parmi d'autres événements : le début des wild-flyschs au sommet du Turonien et au Sénonien (Danubien, Prébalkan, Stara Planina, Monts Métallifères), discordances à la base du Sénonien précédées par des périodes d'érosion (un peu partout dans les zones internes). Il reste pourtant aussi des zones où les traces de ces déformations sont minimes, la plus caractéristique dans ce sens étant, encore une fois, la zone des Moldavides. Il y a aussi certains bassins sédimentaires (surtout à faciès pélagiques) où la sédimentation a continué tout le long du Crétacé supérieur.

**Tectogenèses fini-Crétacé (tectogenèse «laramienne»).** Le moment tectogénique fini-Crétacé est bien marqué sur de grandes aires dans le «rameau alpidique», d'importants charriages étant liés à celui-ci. Ces événements sont placés vers la fin du Sénonien, à la fin de celui-ci ou au début du Paléocène. Elles sont en grandes lignes des déformations qu'on peut dénommer «laramiennes», bien que la corrélation intercontinentale des événements tectogéniques reste encore un problème à étudier.

Le long du «rameau» on constate que, en allant des Carpathes vers les Pontides, ce moment «laramien» est de plus en plus jeune. En effet, dans les Carpathes orientales il est intra-Sénonien supérieur, dans la Srednegorie il est post-Maastrichtien et dans les Pontides à la base du Paléocène. Ce retardement progressif peut être lié à l'achèvement de

Institutul Geologic al României

plus en plus tardif des charriages le long de la chaîne, bien que, par endroits, ils aient débuté peut-être au même moment.

La tectogenèse «laramienne» est marquée aussi dans les Transylvanides (où elle semble être intra-Maastrichtien) et les Pienides, soulignant ainsi son grand développement aréal.

Il nous semble intéressant de souligner que, dans la majeure partie des zones affectées par la tectogenèse «laramienne», elle suit à une période d'activité volcanique andésitique qu'on suppose être liée à des phénomènes de type subduction (consommation de socles) (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Grubici, 1974; Boccaletti et al., 1973 etc.). Puisqu'il précède la tectogenèse, le volcanisme doit être lié à une déformation antérieure, pour la plupart des cas celle mésocrétacée.

Les tectogenèses «laramiennes» ont achevé la cicatrisation du mégasillon dacique externe, les nappes d'obduction qui proviennent de celui-ci étant cachetées (là-où des couvertures post-nappe ont été conservées) par des formations paléogènes. La cicatrisation des Transylvanides est également achevée par cette tectogenèse, surtout du côté des Monts Métallifères.

Les Moldavides restent l'endroit où les tectogenèses «laramiennes» ne sont pas présentes par des déformations. Elles s'y reflètent pourtant par des changements sédimentogènes qui se traduisent, semble-t-il, par le rajeunissement du relief de certaines cordillères, d'une part (couches d'Istebna liées à la cordillère silésienne-Carpathes occidentales), ou par une diminution de la subdsidence flysch (flyschs paléocènes d'épaisseurs comparativement réduites), de l'autre part.

Après le moment «laramien», les premières grandes intrusions alpines ont été mises en place : les intrusions banatitiques. Elles sont pour la majeure partie (des Carpathes et du Balkan au moins) paléocènes (éventuellement de l'Eocène inférieur). Il n'est pas exclu que par endroits elles aient commencé plus tôt (Russo-Săndulescu et Vîjdea, données inédites).

**Tectogenèses post-Luténien (pyrénéennes).** Dans le Balkan externe et les Pontides des déformations post-Lutétien et anté-Priabonien (?) ont eu lieu. Elles ont été précédées par des flyschs. Ces tectogenèses n'ont pas laissé de traces dans les Carpathes, où des déformations de cet âge étaient inconnues.

Il semble que la distribution aréale des déformations pyrénéennes ait une liaison avec la cicatrisation définitive des zones ophiolitifères du «rameau dinarique» (Aubouin, 1973), l'arrivée d'une collision continentale donnant des échos sur le bord européen. Ce n'est pas une chaîne de type back-arc (Boccaletti et al., 1974) dans son sens classique, mais simplement la «réponse» d'une zone ayant gardée une certaine mobilité à une compression importante subie par une zone voisine et parallèle.

Le volcanisme et les intrusions connues dans le Rhodope sont conséquentes à cette tectogenèse. Par rapport à celles sénoniennes et paléo-

Institutul Geologic al României

cènes, elles seraient liées à une autre zone de consommation de socle de type subduction. En effet, si les plus âgées étaient considérées liées à la cicatrice du mégasillon dacique externe, les secondes seraient liées à celle dinaro-hellénique.

La distribution aréale relativement restreinte des tectogenèses pyrénéennes — dans le secteur que nous analysons — et leur caractère subordonné aux grandes tectogenèses du «rameau dinarique» montrent qu'à ce moment l'avant-pays européen n'a pas joué rôle de moteur, celui-ci revenant à l'avant-pays africain.

**Tectogenèse intra-Miocène inférieur.** Bien que la tectogenèse savienne ait été classiquement considérée à la limite Oligocène/Miocène, des recherches stratigraphiques plus ou moins récentes ont montré que les plus jeunes formations précédant les charriages de cet âge des nappes du flysch moldavien n'étaient pas exclusivement oligocènes, mais montaient aussi au Miocène inférieur (Martini, Lebenson, 1971; Ştefănescu et al., 1979). En remarquant que ce moment est intra-Miocène inférieur, Dumitrescu et Săndulescu (1968) l'ont assimilé à la phase styrienne ancienne, se rapportant toujours au tableau classique des phases des tectogenèses alpines. On a donc à choisir entre le nom de tectogenèse savienne rajeunie (dans le même sens que pour celle cimmérienne rajeunie — voir plus haut) ou de tectogenèse styrienne ancienne, ou bien de tectogenèse intra-Miocène inférieur, pour rester dans un cadre plus général.

La tectogenèse intra-Miocène inférieur a essentiellement affecté la zone du flysch des Carpathes : aussi bien les flyschs des Moldavides, que les flyschs des Pienides, pour ces dernières unités représentant la deuxième phase paroxysmale (voir chapitre Carpathes). Elle a généré des nappes de couverture constituées de formations flysch, crétacées et paleogènes pour la plupart. Le raccourcissement de la croûte doit être considéré assez important, tenant compte du fait que ces nappes sont entièrement décollées de leur substratum et déplacées vers et aussi au-dessus de l'avant-pays.

Le raccourcissement de la croûte pour les nappes d'âge intra-Miocène inférieur, aussi bien dans les Moldavides que dans les Pienides, suppose la consommation de socles sialiques, du moins une partie des anciens soubassements des bassins sédimentaires du flysch.

Les compressions intra-Miocène inférieur ont eu aussi des «reflets» dans les zones déjà tectonisées et plus ou moins rigidisées, non plus par charriages, mais par fracturations, parmi lesquelles certaines de type faille inverse. Il s'agit aussi bien de rétroplis ou rétrochevauchements, que de déformations à vergence conforme à celle générale de la chaîne. Dans les Kraijštides, sur le front de la nappe de Sasca-Gornjak, dans le graben de Petroşani, dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes orientales etc., ces déformations post-tectoniques (posthumes) sont bien matérialisées et ont des formes et des intensités différentes.

Ce n'est pas seulement la tectogenèse intra-Miocène inférieur qui soit accompagnée — dans les aires tectonisées plutôt — par des déforma-

Institutul Geologic al României

tions posthumes. Celle «laramienne» a eu des effets semblables. Mais, on constate qu'au four et à mesure que la tectogenèse est plus jeune, les déformations connexes sont mieux saisissables, peut-être puisque les zones déjà rigidisées étaient de plus en plus larges.

Aux tectogenèses intra-Miocène inférieur font suite, dans les Carpathes, d'importantes manifestations volcaniques, surtout andésitiques (Rădulescu, Borcoș, 1968). La reprise des processus de consommation de socles, dont une partie de type sialique, est directement liée à cette activité et à ses particularités géochimiques (Rădulescu, Săndulescu, 1973).

**Tectogenèse intra-Badénien et tectogenèse intra-Sarmatien (moldave).** Les deux dernières tectogenèses responsables de charriages sur le bord externe des Carpathes sont plutôt les deux maximums d'une seule période tectogénique, qui débute après le Langhien et finit au Bessarabien (en grandes lignes au Tortonien téthysien). L'avant-pays a subi ces derniers sous-charriages généralisés sur la majeure partie du front carpathique. Après la tectogenèse moldave (intra-Sarmatien)[16] s'installe à la périphérie des Carpathes la grande dépression molassique sarmato-pliocène assymétrique, qui est l'avant-fosse externe ou épicratonique (Dumitrescu, Săndulescu, 1968). Les molasses qui s'y trouvent reçoivent surtout du matériel provenant de la chaîne carpathique (des molasses plus anciennes sont riches en détritus provenant de l'avant-pays).

Comme la tectogenèse intra-Miocène inférieur, celles intra-Badénien et intra-Sarmatien sont limitées aux Carpathes. Par ailleurs, des fracturations, plissements larges ou bombements sont connus, en tout cas pas de déformations engendrant des raccourcissements de la croûte (il s'agit, bien sûr, de la région analysée dans cette note).

**Tectogenèse valaque.** À la fin du Pliocène ou dans le Pléistocène inférieur des plissements localisés à la courbure des Carpathes orientales ont défini la phase valaque. Il s'agit de plis verticaux ou déversés, par endroits seulement de plis-failles, auxquels sont associés des processus de diapirisme (le diapirisme a été défini dans cette région).

Les plis issus de la tectogenèse valaque sont localisés dans une région qui «regarde» vers un panneau de l'avant-pays, mobile jusqu'aux plus jeunes moments de l'évolution des Carpathes. Limité par les failles de Peceneaga-Camena au Nord et par la faille intramoesienne au Sud, ce panneau a déterminé par son mouvement vers les Carpathes (Rădulescu et al., 1976) le plissement valaque. La sismicité de la région de Vrancea n'est pas sans liaison avec les translations du panneau de l'avant-pays mentioné.

[16] Stille (1953) a défini la phase moldave responsable des derniers charriages affectant le bord carpathique. Il les considérait, à ce moment, situés à la limite «Tortonien» (actuel Badénien)/Sarmatien. Il a été précisé que cette phase est intra-Sarmatien (Dumitrescu, Săndulescu, 1968).

Institutul Geologic al României

L'analyse du déroulement des tectogenèses, de leur âge et de leur distribution aréale nous conduit à quelques conclusions générales que nous synthétiserons ci-dessous :

— les tectogenèses crétacées sont plus répandues que celles miocènes ; peut-être que la mobilité de la croûte était plus accusée, vu que les paléozones océaniques ou à croûte amincie ne s'étaient pas encore cicatrisées entièrement ;

— la forme, l'intensité et l'extension aréale d'une tectogenèse sont variables d'un moment à l'autre ;

— chaque groupe d'unités est caractérisé par une (soit deux, mais pas très fréquemment) tectogenèse principale qui a déterminé le transport tectonique et le raccourcissement de la croûte les plus accusés : de là, l'isochronisme de la tectogenèse principale au sein du même groupe et le hétérochronisme d'un groupe à l'autre ;

— dans le «rameau alpidique» il y a deux périodes principales d'agitation tectogénique, périodes qui groupent plusieurs phases ou moments : une crétacée (de l'Albien et même du Barrémien jusqu'au Maastrichtien), une autre miocène (du Burdigalien jusqu'au Bessarabien) ; la phase pyrénéenne y est plutôt un reflet sans participation active de l'avant-pays européen ;

— la polarité orogénique existe sur certains segments du «rameau alpidique» ; il y a d'autres qui ne répondent pas à cette loi ; pourtant, si l'on envisage les périodes tectogéniques seulement (et non pas les phases individuelles), la polarité est plus marquée ;

— la durée des deux périodes tectogéniques est bien différente ; 35 m.a. (Albien-Maastrichtien) pour celle crétacée, 8—10 m.a. pour celle miocène ;

— la fréquence des phases est plus grande au Miocène (tous les 3 — 5 m.a) qu'au Crétacé (5 — 10 m.a.).

## HYPOTHÈSE D'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Tout modèle évolutif doit partir d'un modèle structural. Les incertitudes concernant ce dernier se retrouvent forcément dans l'établissement du premier. Tout éloignement des réalités structurales, surtout des connexions établies sur des faits contrôlés, entraîne les modèles évolutifs à des conclusions risquées et souvent inexactes.

Les dernières analyses sur l'évolution de tout l'ensemble que nous envisageons dans cette note ou seulement sur des segments de celui-ci tiennent compte des principes de la nouvelle tectonique globale. C'est sur les Carpathes surtout que ces analyses se sont penchées, où l'existence de plusieurs arcs volcaniques et de plusieurs cicatrices ophiolitiques avait incité les auteurs à faire des comparaisons avec les modèles de la tectonique des plaques. Nous allons faire un très bref aperçu sur les différentes contributions concernant d'abord les Carpathes, ensuite les autres secteurs et aussi l'ensemble périponto-euxinique.

Institutul Geologic al României

Pour les travaux concernant les Carpathes, on peut distinguer deux groupes : (1) ceux qui ont voulu trouver dans les Carpathes un modèle identique à celui élaboré pour les océans actuels et (2) ceux qui ont retenus des principes de la tectonique des plaques, les données qui s'accordent avec celles structurales.

Pour la grande majorité des auteurs, l'existence de la chaîne volcanique néogène a été un point de départ pour l'élaboration de leurs modèles, en acceptant sa genèse liée a une paléozone de consommation (de socles). La position de cette paléozone est illustrée sur des coupes dans un nombre restreint de travaux. Pour certains (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu et al., 1976), elle correspond à la zone de consommation de socles des flyschs est-carpathiques, pour d'autres elle est située sous l'avant-fosse carpathique (Roman, 1970; Constantinescu et al., 1973, 1975), liée à la zone sismique de Vrancea. Dans le premier cas, on envisage l'engloutissement des socles de type océanique et sialique, dans le second, de la lithosphère continentale ou bien seulement l'existence des «courants descendants de subduction» (qui n'entraînent pas de lithosphère? !). La présence des socles de type sialique sous les nappes du flysch (prouvée par forages ou par géophysique), le caractère de nappe de couverture des unités du flysch, la position de l'arc volcanique sont des arguments pour soutenir la première hypothèse mentionnée ci-dessus.

Une deuxième paléozone de consommation a été envisagée (Rădulescu, Săndulescu, 1973; pro parte, Bleahu, 1974) sous la dépression de Transylvanie et les Monts Apuseni, marquée par des restes de croûte de type océanique (ophiolites). Elle a été confirmée par des travaux géologiques et géophysiques récents (Rădulescu et al., 1976; Săndulescu, Visarion, 1978; Visarion, Săndulescu, 1979). Lié a cette deuxième paléozone de consommation, il faut mentionner aussi d'autres hypothèses concernant le soubassement de la dépression de Transylvanie. Cherchant une similitude avec les arcs insulaires, certains auteurs (Bleahu et al., 1973; Bleahu, 1974; Boccaletti et al., 1974; Morelli et al., 1976) ont assimilé la dépression de Transylvanie avec un «back-arc basin». Ils admettent un «spreading» tertiaire dans son soubassement (aussi bien que dans celui de la dépression pannonienne). L'état actuel des connaissances sur la structure du soubassement de la dépression de Transylvanie (Ciupagea et al., 1970; Rădulescu et al., 1976; Săndulescu, Visarion, 1979) permet de préciser qu'il est constitué d'unités à tectogenèse crétacée (de compression !) pour la majeure partie, étant le prolongement de celles qui affleurent sur les bords de celle-ci. Les ophiolites qui s'y trouvent sont charriées par dessus des unités à schistes cristallins, cette obduction étant crétacée. En plus, comme on l'a déjà remarqué (Rădulescu, Săndulescu, 1975), le soubassement plissé de la dépression de Transylvanie est recouvert par une couverture post-tectonique groupant des depôts du Pléogène et du Miocène inférieur, quasi-continue.

Institutul Geologic al României

Tous ces arguments, tirés des faits qu'on peut contrôler, rejettent l'hypothèse d'un spreading tertiaire du soubassement de la dépression de Transylvanie. Il s'agit, nous voulons bien le souligner, de l'inexistence d'un spreading tertiaire, puisque dans le soubassement de la dépression se trouvent bien les restes d'une zone de spreading d'âge triasique et jurassique, actuellement cicatrisée.

Il nous reste aussi à souligner que dans certains cas les données acquises sur la structure des Carpathes et de son avant-pays n'ont pas été toujours prises en considération pour l'élaboration des modèles évolutifs. Par exemple, le caractère intracratonique de la Dobrogea septentrionale ne permet pas sa liaison avec d'éléments carpathiques (Dewey et al., 1973; Hertz, Savu, 1974; Airinei, 1976; Biju-Duval et al., 1977). La continuité structurale des unites à schistes cristallins des Carpathes orientales et méridionales (Săndulescu, 1975, 1978) exclut la possibilité de lier les complexes ophiolitiques des Monts Métallifères avec ceux de la zone du flysch (Bleahu, 1974). Le prolongement des Pienides à l'intérieur des Carpathes orientales, leur connexion (en relais) avec les ophiolites des Transylvanides (Săndulescu, 1972, 1975) et aussi l'évolution tecto- et lithogénétique différente des Dacides orientales et occidentales rejettent la possibilité que ces deux segments aient été, au début du Mésozoïque, juxtaposés en sens longitudinal (Bleahu, 1976). Pour des raisons comparables, on peut difficilement accepter que la faille de Peceneaga-Camena (élément de l'avant-pays carpathique) soit le prolongement de la faille péripienine, comme l'admettent certains auteurs (Constantinescu et al., 1975).

Pour ce qui est du Balkan, les hypothèses mobilistes de sa structure étant relativement rares et le verticalisme y étant concept fondamental, il a été considéré comme dépourvu de grands raccourcissements de socle. Pour Boccaletti et al. (1974) il est une chaîne rétro-arc (back-arc) de type continental, mais pour Dewey et al. (1973) le Rhodope était bien éloigné de la plate-forme moesienne au début de l'évolution de la Téthys (Téthys 1,2). Le prolongement des éléments daciques externes dans le Balkan (voir partie Balkan) souligne l'existence des raccourcissements importants, mais il reste, y compris le Rhodope, dans le «rameau alpidique», c'est-à-dire du côté européen et au Nord de la Paléotéthys.

Les Pontides ont été, dans la plupart des reconstructions géodynamiques, liées au Balkan. Le problème y a été de les situer par rapport à la Paléotéthys (c'est-à-dire le paléo-océan mésogéen). Dewey et al., (1973) et en partie Biju-Duval et al. (1977) les considéraient au Sud de celui-là (ou d'une branche de celui-là); Bergougnan et Fourquin (1976) situaient le paléo-ocean au Sud des Pontides, les rangeant dans le «rameau alpidique», hypothèse pour laquelle nous avons également opté.

Enfin, la Mer Noire, avec ses zones dépourvues de couche granitique, a été englobée dans les synthèses ou bien comme restes de l'ancienne Téthys, ou bien comme représentant la croûte océanique jeune (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977).

Institutul Geologic al României

Comme toute chaîne plissée, les chaînes alpines périponto-euxiniques ont connu aussi des périodes pendant lesquelles prédominaient les distensions et d'autres périodes, de compression; des interludes, disons hésitants, existaient également. C'est l'histoire de ces grandes périodes que nous essayerons de retracer. Nous allons nous arrêter ainsi sur quatres moments principaux : le point de départ de l'évolution alpine, les résultats de la période de distension et ceux des deux périodes de compression, matérialisées dans les périodes des tectogenèses dacidiennes et moldaviennes.

**Point de départ.** La consolidation générale qui avait suivi au cycle orogénique hercynien a déterminé le cadre directeur pour le début du cycle alpin. Des régions plus rigidisées par des intrusions granitiques (M a h e l , 1977) ont été gagnées par la mobilisation alpine plus tard que les autres. C'est pour ça que — dans le « rameau alpidique » — le cycle alpin ne débute pas au Trias, comme il est « classiquement » considéré, mais au Permien, voire même au Carbonifère supérieur. Il s'agit de vastes aires recouvertes de dépôts détritiques à volcaniques acides, qui sont à la fois les molasses hercyniennes et les sédiments de début de l'Alpin. Dans des zones restreintes (Dacides occidentales), au Permien, des effusions basiques sont connues, marquant une fracturation de la croûte plus accusée (relativement). La sédimentation détritique est encore généralisée au Trias inférieur et c'est seulement à la partie sommitale de celui-ci ou au début de l'Anisien que la vaste plate-forme carbonatée du Trias (D e b e l m a s et al., sous presse) s'installe.

Un problème sur lequel il est difficile de prendre une option est celui concernant l'existence d'une allure arquée préalpine. Certainement, on ne peut pas voir le « rameau alpidique » (ou bien le paléorameau) comme un bourrelet quasi-linéaire (C a r e y, 1958). Mais de là jusqu'à décider de l'ampleur des courbures primaires (protocourbures), il y a toute une gamme de possibilités. Le fait qu'on trouve des structures métamorphiques préalpines arquées, dont l'allure n'est pas fondamentalement différente de celle de la chaîne alpine, nous incite à considérer qu'il y avait des protocourbures qui se sont certainement accentuées lors de l'histoire alpine. Des protocourbures ont gouverné probablement aussi la forme des futures zones de spreading ou de rifting continental. Ce qui signifie que celles-ci ne pouvaient pas être parallèles (B o c c a l e t t i et al., 1974; B l e a h u , 1976), mais qu'elles étaient elles aussi d'une forme plus ou moins arquée.

**Période de distension.** L'illustration la plus marquante de la période de distension a eté depuis longtemps (S t i l l e) considérée la genèse des complexes ophiolitiques (magmatites initiales). La phylosophie de la tectonique des plaques a appuié et diversifié ce concept.

Les Transylvanides et la Dobrogea septentrionale contiennent les plus anciennes ophiolites dans l'aire que nous analysons dans cette note. Elles sont contemporaines des plus anciennes ophiolites connues dans les

Institutul Geologic al României

chaînes périméditéranéennes, mais sans être, semble-t-il, en liaison directe avec celles-ci. Nous rappellerons que dans les Transylvanides les ophiolites débutent au Trias moyen, dans la Dobrogea septentrionale au Ladinien ou au Carnien. Mais, à ce moment-là, le Vardar — par lequel on suppose que les Transylvanides puissent se relier à l'océan téthysien — n'était pas encore ouvert (ou bien il y a là une lacune de connaisance?). Vers l'Ouest, le correspondant des Transylvanides (la zone piémontaise) était également encore « fermé » (cf. Debelmas et al., sous presse). On peut donc imaginer que le spreading a commencé dans le domaine des Transylvanides et a migré, le long du futur océan vers l'Ouest, d'une part, et vers le Sud et l'Est, d'autre part, pour se réunir dans cette dernière direction avec la Paléomésogée océanique orientale.

La zone mobile alpine intracratonique dont la Dobrogea septentrionale fait partie avec la Crimée alpine et le Grand Caucase — et que nous aimerions distinguer sous le nom de « rameau intracratonique nord ponto-euxinique » (ou simplement « rameau nord ponto-euxinique ») — n'avait pas de liaison directe avec le paléo-océan mésogéen. D'ailleurs, il n'y a pas de preuves certaines que les ophiolites qui y affleurent proviennent d'une aire à croûte franchement océanique (Hertz, Savu, 1974). Elles pourraient appartenir à un bassin marginal de très courte durée, vu que les tectogenèses éocimmériennes aient arrêté la période de distension.

On constate donc qu'aussi bien dans le protorameau alpidique que dans celui nord ponto-euxinique, la période de distension arrive à un maximum d'intensité pendant le Trias moyen et supérieur. Elle s'arrête ou diminue (suivant les endroits) après le Lias inférieur dans le protorameau intracratonique. Il y a des données indirectes (Săndulescu, Russo-Săndulescu, sous presse) que dans les Transylvanides des phénomènes semblables arrivent au Lias supérieur et/ou au Dogger. Les spreadings reprennent à la fin du Jurassique moyen et au Malm, période qui constitue le deuxième paroxysme de distension surtout dans le protorameau alpidique et au Sud de celui-ci (le paléo-océan téthysien). Il s'est manifesté dans le Grand Caucase aussi (Hain, 1976), mais pas plus à l'Ouest.

Le deuxième paroxysme de distension a achevé l'ouverture totale du paléo-océan téthysien, des ophiolites de cet âge (Jurassique supérieur) provenant de celui-là étant connues un peu partout. Nous sommes tentés d'admettre que le début du spreading du paléo-océan téthysien n'est pas un processus quasi-synchrone dans l'ensemble de la Mésogée, ni un processus progressif (de l'Est à l'Ouest), mais qu'il y avait des « centres de spreading » isolés au début, qui avec le temps s'agrandissaient, se reunissaient et à la fin fusionnaient dans le spreading général. Cette hypothèse pourrait éventuellement expliquer l'existence de certaines ramifications du paléo-océan, comme nous l'avons supposé au Nord des Dinarides (voir partie Corrélations le long de la chaîne).

Institutul Geologic al României

La période de distension finit au début du Crétacé inférieur (à la fin du Néocomien ? !) [17]. Il faut préciser que ce sont les dernières distensions considérées dans l'ensemble de la zone, dans beaucoup d'endroits elles ayant cessé avant ce moment.

**Période tectogénique dacidienne.** En rappelant que cette période comprend les tectogenèses depuis l'Albien jusqu'au Maastrichtien (et peut par endroits débuter au Barrémien), les principaux événements de cet âge sont :

— la consolidation (quasi-cratonisation) d'une partie du « rameau nord ponto-euxinique » (le segment Dobrogea septentrionale-Crimée alpine) ;

— la consolidation (quasi-cratonisation) d'une partie du « rameau nord ponto-euxinique » (le segment Dobrogea septentrionale-Crimée alpine) ;

— le début des processus de consommation de socles dans les Transylvanides et les Dacides orientales et méridionales, aussi bien que dans le Balkan, dans un premier moment, et la généralisation de celui-ci vers la fin de la période dans l'ensemble du « rameau alpidique » ;

— l'apparition du magmatisme andésitique lié aux processus de consommation de socles.

Les consommations de socles dans la période dacidienne regardent surtout les deux cicatrices ophiolitiques : Transylvanides et unités daciques externes, mais aussi des cicatrices continentales, comme, par exemple, celles liées aux raccourcissements déterminés par les charriages dans les Dacides occidentales (nappes subtatriques et nappes de Codru-Arieșeni) et les nappes centrales est-carpathiques. Tenant compte du fait que dans certaines régions ces consommations de socles de différents types sont simultannées, on ne peut pas invoquer (encore) la collision continent/continent pour expliquer le cissaillement des socles sialiques et leur engloutissement partiel. C'est un problème auquel on ne trouve pas pour le moment une solution valable.

Lors de la période dacidienne, une partie des courbures actuelles du « rameau alpidique » ont été réalisées. Il s'agit surtout de celle des Transylvanides et de l'arc des Dacides orientales et méridionales. Un rôle important l'ont eu, dans ce processus, les translations des différents panneaux de l'avant-pays et aussi des certains « blocs » sialiques opposés à celui-ci. Ces translations ont été facilitées par l'existence de cassures crustales, dont certaines étaient d'anciennes failles transformantes qui se prolongeaient aussi des deux côtés de la zone d'expansion, dans le socle continental. Parmi ces cassures majeures nous citons spécialement :

— la faille nord-transylvaine (Săndulescu, Visarion, 1979), qui limite vers le Nord les Transylvanides n'ayant pas subi de reprises tectogéniques post-crétacées ;

[17] Nous rappelons que nos considérations concernent surtout l'aire analysée dans cette note.

Institutul Geologic al României

— la faille sud-transylvaine, qui limite les Transylvanides par rapport aux Dacides méridionales ;

— la faille de Peceneaga-Camena, qui limite vers le Nord la plate-forme moesienne ;

— la faille intramoesienne (faille de Călărași-Fierbinți), qui a actuellement une translation senestre (Rădulescu et al., 1976), a eu des jeux dextres au cours du Crétacé, facilitant la courbure concave (type recers) des Carpathes méridionales ;

— la fracture du golfe d'Odessa (Săndulescu, 1975, fig. 2), qui décale le raccord Dobrogea septentrionale-Crimée alpine ;

— la faille nord-anatolienne et ses deux branches de différents âges (Bergougnan et al., 1978).

Ce sont là des failles le long desquelles des translations bien marquées sont saisissables. Il y a certainement beaucoups d'autres décrochements plus ou moins importants, mais nous avons souligné ceux-ci étant ceux qui avaient joué un rôle de premier ordre dans l'évolution alpine des régions périponto-euxiniques.

Au cours de la période dacidienne les failles sud-transylvaines, intramoesienne et de Peceneaga-Camena ont dirigé les translations responsables de la genèse des courbures mentionnées ci-dessus (pl. II). Les jeux dextres des deux dernières cassures ont determiné le sous-charriage de l'avant-pays, les translations, toujours dextres, de la première ont permis l'avancement, « derrière » les Transylvanides, du bloc dacique occidental (qui était à socle sialique).

En tenant compte que les sous-charriages de l'avant-pays du « rameau alpidiquent étaient devenus (à cause des courbures) centrifuges, des distensions importantes devraient y apparaître. C'est le moment quand l'« éclatement » de la plate-forme sur l'emplacement actuel de la Mer Noire s'est probablement produit. A la suite de cet éclatement, certains panneaux constitués de croûte continentale se sont éloignés, permettant la genèse de la croûte de type océanique (ou proche de celle-ci) qu'on suppose actuellement sous certains secteurs de cette mer. Ce processus a dû être très important vers la fin de la période dacidienne, quand les sous-charriages divergents synchrones étaient assez généraux. Il a pu se produire pendant le Tertiaire aussi, bien que les sous-charriages divergents ne fussent plus pendant ce temps si évidents et en plus ils fussent hétérochrones.

Les sous-charriages de l'avant-pays ou les translations des blocs sialiques à l'intérieur de la zone mobile ont pu être gouvernées, du point de vue de leur ampleur, toujours par ces cassures crustales. La faille intramoesienne, par exemple, a séparé au cours du Crétacé deux panneaux qui avançaient vers les Carpathes à vitesses différentes, déterminant ainsi un sous-charriage plus accusé du côté des Carpathes méridionales que de celui des Carpathes orientales, et en même temps des raccourcissements et des consommations de socles différentes. Au Tertiaire, c'était l'inverse, le panneau situé au Sud-Ouest de la faille étant pratiquement bloqué, tandis que l'autre subissait des sous-charriages importants

Institutul Geologic al României

Il est possible que cette hypothèse soit l'explication de l'absence des produits magmatiques andésitiques « banatitiques » dans les Carpathes orientales et de ceux néogènes dans les Carpathes méridionales.

Pendant la période dacidienne les paléoplans de consommation de socles avait-ils le même sens du pendage? Pour les Carpathes, la réponse est positive : ils s'enfonçaient sous la zone mobile vers les parties plus internes que les unités correspondant à la cicatrice. En effet, le paléoplan correspondant à la suture des Transylvanides serait parallèle à celui lié à la suture des unités daciques externes (Rădulescu, Săndulescu 1973; Rădulescu et al., 1976). Du Danube vers le Sud et l'Est il semble qu'on doive admettre des consommations sur des plans convergents, dans le sens que la suture de Vardar (et son équivalent dans l'Asie Mineure) correspond à un paléoplan à pendage vers le « rameau alpidique » (Dercourt, 1970;: Aubouin, 1973; Grubici, 1974; Bergougnan, 1975), tandis que celui lié à la suture des unités daciques externes (Severin et correspondants supposés dans le Balkan) a des pendages vers le Vardar (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Grubici, 1974). Mais existe-t-elle la certitude que les paléoplans convergents ont fonctionné simultanément?

On note qu'une tectogenèse importante dans le Vardar est considérée Eocène supérieur (cf. Aubouin, 1973), mais qu'il y a aussi la

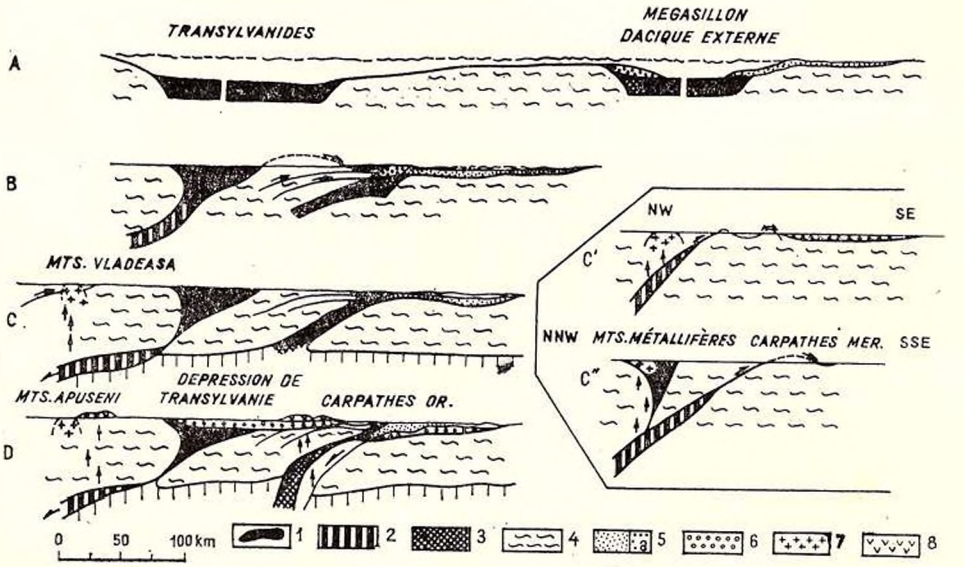



Fig. 8. — Coupes schématiques montrant l'évolution géodynamique des Carpathes (d'après Rădulescu et Săndulescu, 1973 — légèrement modifiées).

1, croûte de type océanique; 2, croûte de type océanique dans les zones de consommation (subduction); 3, croûte amincie; 4, croûte sialique; 5, flyschs, a : flyschs daciques externes; 6, formations molassiques; 7, intrusions banatitiques; 8, volcaniques andésitiques.

A, Trias—Néocomien; B, Mésocrétacé, C, C', C'', Fini-Sénonien, D, Actuel.

Institutul Geologic al României

possibilité des raccourcissements importants dans une phase fini-Jurassique (A u b o u i n , 1973, 1977). Pour ces deux moments les deux paléoplans de consommation ne sont pas convergents, pour la simple raison qu'à l'Eocène supérieur le paléoplan de la suture dacique externe fût bloqué et qu'au Jurassique superieur il n'y avait pas encore de tectogenèse importante dans les unités daciques externes. Restent les phases mésocrétacée et « laramienne », qui ont été bien marquées par des raccourcissements dans les Carpathes, Balkan et même les Pontides, tandis que la suture de Vardar, bien que tectonisée, n'a pas subi les serrages paroxysmaux à ces moments.

On peut toujours se demander si le fonctionnement alternatif des paléoplans convergents de consommation est suffisant pour expliquer cette situation. Sur certaines transversales assez rapprochées (transversale Turnu Severin-Belgrade), on doit admettre que, dans les parties inférieures de la croûte, ces plans devraient être subverticaux, pour ne pas s'entrecroiser !

De cette convergence des plans de consommation derive aussi la duplicité de l'origine des magmatites du Crétacé supérieur et du Paléocène. Bien qu'à divers endroits il soit difficile de trancher sur ce point, il y a certainement des magmatites liées au paléoplan dacique externe, puisqu'elles percent les ophiolites des Transylvanides situées plus à l'intérieur (R ă d u l e s c u, S ă n d u l e s c u, 1973), qui peuvent à la rigueur être considérées le correspondant du Vardar (voir partie Corrélation générale des grands ensembles structuraux).

Pour ce qui est toujours de la période dacidienne, il faut préciser qu'à la fin de celle-ci une assez grande partie du « rameau alpidique » était rigidisée (quasi-cratonisée) constituant des blocs plus ou moins étendus et de formes variables, qui joueraient le rôle d'arrière-pays pour les futures zones à tectogenèse paroxysmale moldavienne. Dans les limites de ces blocs les structures majeures actuelles étaient déjà acquises. Elles seront affectées à la suite seulement par des fractures transversales ou des bombements à large rayon de courbure. Des charriages « en bloc » sur leurs bords externes seront également possibles.

**Période tectogénique moldavienne.** Nous l'avons déjà mentionné, la période tectogénique moldavienne couvre le Miocène. Elle a été précédée pourtant par la tectogenèse dite pyrénéenne, qui n'avait — dans le « rameau alpidique » — l'intensité ni de la période tectogénique dacidienne, ni de celle moldavienne.

La tectogenèse pyrénéenne du Balkan et des Pontides est un reflet (un contre-coup) de la collision qui s'est produite le long de la zone du Vardar (A u b o u i n , 1973) à l'Eocène supérieur. Il n'y a pas eu de nouveaux plans de charriages, mais seulement la reprise de certains de ceux dacidiens (Balkan), ou simplement des plissements.

Les serrages moldaviens — qui étaient développes dans les Carpathes comme nous l'avons déjà précisé — ont déterminé, eux aussi, des raccourcissements de la croûte accompagnés de paléoplans de consommation. Leur existence est marquée par le développement de l'arc volcanique néogène

Institutul Geologic al României

qui longe les parties internes des Carpathes occidentales et orientales. Les données actuelles permettent de supposer que les paléoplans de consommation d'âge miocène se soient en majeure partie superposés à des paléoplans crétacés (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu et al., 1976). C'est en fait la reprise d'un processus qui s'est arrêté pendant un certain temps et qu'on retrouve dans une même zone de faible résistence de la croûte.

Pour la période moldavienne les paléoplans correspondent : dans les Carpathes orientales à celui dacique externe, dans les Carpathes occidentales (y compris le Maramureş) à celui Pienin (relais du paléoplan des Transylvanides) et peut-être à celui dacique externe (si le système des nappes centrales est-carpathiques se prolonge sans interruption dans le Briançonais).

Des anciennes failles transformantes (de la périodes des distensions) converties dans des cassures décrochantes (dans la période de compression) ont joué encore une fois, un rôle important. Il s'agit surtout de la faille nord-transylvaine, qui a limité vers le Sud-Est les serrages de la deuxième phase pienine, et de la faille intramoesienne, qui à limité vers l'Ouest les charriages des Moldavides.

Certains blocs des Dacides ont eu des translations mutuelles. C'est le cas du panneau des Dacides occidentales situé au Nord-Ouest et à l'Ouest de la faille nord-transylvaine et de son prolongement sous la dépression pannonienne, qui est dévenu ainsi une arrière masse chevauchante par-dessus les « racines » pienidiques.

Mais les sous-charriages de l'avant-pays ont représenté des processus importants pendant la période moldavienne. C'est par cette voie que l'éjection des nappes de couverture de la zone du flysch s'est produite.

## ARRIÈRE-PROPOS

Il n'est pas dans nos intentions de tirer de conclusions de l'analyse que nous venons de faire. Elles ressortent, nous l'espérons au moins, de chaque partie de notre note. Il nous semble plus important de souligner les faiblesses de cette contribution.

Il s'agit d'abord de la faiblesse de la connaissance. Nous avons peut-être passé sur des détails dont l'importance nous avait échappée, ou bien nous avons généralisé des faits pour qu'on arrive à des images plus claires en allant trop loin dans le domaine des hypothèses. La complexité structurale de la région analysée est une (faible) excuse de nos erreurs.

Il s'agit ensuite de la difficulté de prendre des options. Surtout à cause de l'absence de données tranchantes sur certains problèmes cruciaux. Tout progrès dans cette direction apportera des modifications qui pourront être essentielles.

Institutul Geologic al României

## BIBLIOGRAPHIE


Airinei St. (1976) Anomalies gravimétriques régionales pouvant refléter des segments de plaques ou de microplaques de la lithosphère sur le territoire de la Roumanie. Symp. Int., Split.

Andjelkovici, M. Z., Lupu M. (1967) Die Geologie der Sumadija- und Mureș-Zone. *Carp.-Balk. Géol. Assoc. VIII Congr.*, Belgrade, *Rep. Geolecl.*, I, 15—28.

Argand E. (1924) La tectonique de l'Asie. *Proc. Int. Geol. Congr.* XIII, 171 p.

Aubouin J., Blanchet R., Cadet J. P., Celet P., Charvet J., Chorowicz J., Cousin M., Rampnoux J. P. (1970) Essai sur la géologie des Dinarides. *B.S.G.F.* (7), XII, 1060—1093.

Aubouin J. (1973) Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides : paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *B.S.G.F.* (7), XV, 5—6, 426—460, Paris.

— (1977) Brève présentation de la géologie de la Grèce. *B.S.G.F.* (7), XIX, 1, 6—10.

Barbu C., Ali Mehmet N., Paraschiv C. (1970) Le Paléozoïque de l'avant-pays des Carpathes Orientales entre la vallée de Buzău et la frontière septentrionale de la R.S.R. *Act. Geol. Acad. Sc. Hung.*, 14 *(Bull. IX Congr. Carp.—Balk. Assoc.)*, 243—249, Budapest.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științ., 367 p., București.

Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contributions à la connaissance de la géologie de la région Vatra Dornei-Iacobeni (Carpathes Orientales). *An. Inst. geol.*, XXXVIII, 7—49, București.

Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, 1, 37—70. București.

Bergougnan H. (1975) Présence des unités charriées à la bordure sud des Pontides, dans le Haut-Kelkit. Age et sens des mises en place. *C.R. Acad. Sci*, 280, sér. D., 2199—2201, Paris.

— (1975) Relation entre les édifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie. *B.S.G.F.* (7), XVII, 6, 1045—1057.

Bergougnan H., Fourquin C. (1976) Faille nord-anatolienne et cassure téthysienne. IV-ème réunion ann. Sci. Terre, Paris.

— Fourquin C., Ricou L. E. (1978) Les deux tronçons et le double jeu de la faille nord-anatolienne dans la tectonique récente du Moyen-Orient. *C.R. Acad. Sci.*, 287, sér. D, 1183—1186, Paris.

Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. (1977) From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea : a Plate Tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine System. XXV Congr. CIESM, Edit. Technic. 143—164, Paris.

Bizova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I., Khaine V. E. (1971) Ob osnovnyh chertah tektoniky severnovoh tschiasti Marmaroshskovo massiva (Vostocinie Karpati). *Geotect.*, 6 (nov.-dec.), 79—86, Moscova.

Bleahu M. (1962) Recherches géologiques dans le bassin supérieur de Valea Ruscova (Monts du Maramureș). *D.S. Com. Geol.*, XLV, 298—308, București.

— Dimian M. (1967) Studii stratigrafice în regiunea Feneș-Ighiel-Intregalde. *D.S. Com. Geol.*, LIII, 3, 195—219, București.

— (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D.S. Inst. geol.*, LX, 5, București




Institutul Geologic al României

— Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc : A Continental Arc Displaying the Features of an „Island Arc". *Jour. Geophys. Reser.*, 78, 23, 5025—5032.

— (1976) Structure géoloqique des Apuseni septentrionaux. *Rév. roum. géol.. géophys., géogr., géol.*, 20, 1, 27—39, București.

Boccaletti M., Bartolotti V., Malesani P. G., Manetti P., Papani G., Sassi F. P. (1968) Preliminary Report on the Geologic and Petrographic Mission in the Pontic Ranges (Turkey-Summer 1968). *Bull. Soc. Geol. It.*, 87, 667—676, Roma.

— Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic Magmatism in the Carpathian Arc : Geodynamic Significance. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 252—276.

— Manetti P., Peccerillo A. (1974) Hypothesis on the Plate Tectonic Evolution of the Carpatho-Balkan Arc. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 23, 193—198.

Boncev E. (1965) Pegmatische Gleitung Tiefstörungen und Schollenghederung der Erdkruste im östlichen Teil der Balkan Halbinselm. *Arch. Carp.-Balk. Geol. Assoc., 7th Congr.*, Sofia, Rp, 1. 74—84.

— Dimitrov S. (1965) Excursionsführer. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. 7th Congr.*, Sofia.

— (1966) Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie. *Bull. Inst. géol.*, XV, 5—24, Sofia.

— (1974) The Balkanides-Generals in Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 307—308, Bratislava.

Carey S. W. (1958) A Tectonic Approach to Continental Drift. In : Continental Drift. A Symposium Hobart Tasmania University.

Chorowicz J., Geyssant J. (1976) La paléofaille transformante Split-Karlovac-Vienne ; Introduction à un modèle d'évolution des chaînes alpines de l'Europe moyenne. *Rév. géogr. phys. géol. dyn.*, XVIII, 1, 127—142.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim T. (1970) Geologia Depresiunii Transilvaniei, Ed. Acad. R.S.R., București.

Codarcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.*, XX, 1—74, București.

Constantinescu L., Cornea L., Lăzărescu V. (1973) An Approach to the Seismotectonics of the Romanian East Carpathians. *Rév. roum. géol. géophys.-géogr., sér. géophys.*, 17, 2, București.

— Cornea I., Lăzărescu V. (1975) Seismotectonic Map of the Romanian Territory. *St. tehn. econ., Inst. geol. geofiz.*, D, 10 (III), 291—298, București.

Contescu L. (1969) Variations transversales des textures internes dans les Flyschs albiens du bassin de la Bistrița et son importance pour les modèles paléogéographiques. *Rév. roum. géol. géogr., géogr., sér géol.*, 13, 1, 81—96. București.

— Mihăilescu N. (1970) Les massifs médians, importante source de clastique pour les sillons à flysch adjacents. *Act. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14, 317—324, Budapest.

Debelmas J. (1970) La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. *B.S.G.F.* (7), XII, 4, 545—598, Paris.

Dercourt J. (1970) L'expansion océanique actuelle et fossille : ses implications géotectoniques. *B.S.G.F.* (7), 12, 261—317, Paris.

Dewey J., Pitman III W. C., Ryan W., Bonnin J. (1973) Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137—3180.

Institutul Geologic al României

Dimitrjevici M. (1974) The Dinarides : A Model Based on New Global Tectonics. In : Metallogeny and Concepts of the Geotectonic, Development of Yugoslavia, Beograd.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, 5—96, București.

— Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpathes roumaines et de leur Avant-pays. *An. Com. Geol.*, XXXVI, 195—218, București.

— Săndulescu M. (1969) Considérations sur la division des systèmes orogéniques. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), XI, 5, 495—502.

— Săndulescu M. (1970) Harta tectonică a României. Ed. Inst. geol., București.

Fourquin C. (1975) L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire. *B.S.G.F.*, (7), XVII, 6, 1058—1070.

Ganev M. (1966) Untertriassiche Ammoniten aus dem Ostbalkan (Bulgarien). *Trav. géol. Bulg., sér. paleont.*, VIIII, 21—28, Sofia.

Garkalenko I. A. (1972) The Black Sea Offshore and Deep Water Region. *Geofiz. Közlem. Spec. Edit. (Hung. Geophys. Inst.)*, 68—74, Budapest.

Gocev P., Hajdutov I., Boncev E. (1970) Problemi tectonici della Peninsola Balcanica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 89, 333—345, Roma.

— Kostadinov V., Savov S., Zagorcev I. (1974) Srednegorie. In : Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, Geol. Inst. D. Stura, Bratislava, 322—330.

Grubici A. (1967) Die Kraistiden Ostserbiens und ihre Problematik. Symp. Probl. Kraijšt., Sofia.

— (1974) The South Carpathians. In : Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Geol. Inst. D. Stur, Bratislava, 285—291.

Hain V. E., Bizova S. L., Rudakov S. G., Slavin V.I. (1968) O pokrovnoi structure Rahovskovo masiva (Vostocinie Karpati). Vestn. Moscov. Univ., 5, 13—24, Moscow.

— (1975) Structure and Main Stages in the Tectono-Magmatic Development of the Caucasus : An Attempt at Geodynamic Interpretation. *Am. Jour. Sci.*, 275—A, 131—156.

Hajdutov I., Boncev E., Gocev P. (1974) Stara Planina Structural Zone. In : Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions, 316—322, Geol. Inst. Dyoniz. Stur, Bratislava.

Hertz N., Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 1429—1440.

Jipa D. (1978) Orogenesis and Flysch Sedimentation. Critical Remarks on the Alpine Model. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII, 5, 57—68, București.

Joja Th. (1967) Asupra prezenței unor depozite de faciesul stratelor de Sinaia în Prebalcanii centrali. *Bul. Inst. petrol-gaze-geol.*, XVI, 19—25, București.

Karagiuleva A. (1967) On the longitudinal Zones in the Kraijstides, *C.R. Bulg. Acad. Sci.*, XX, 5, Sofia.

Kober L. (1931) Das Alpine Europa. Berlin (Borntraeger), 310 p.

— (1933) Die Orogentheorie. Borntraeger, Berlin, 184 p.

Ksiazkiewicz M. (1959) The Cretaceous of the Polish Carpathians. Congr. Géol. Inst., Sess. XX, Symp. del Cretac., 171—179.

— (1960—1963) Evolution structurale des Carpathes polonaises. In : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. *Mém. L-ser. S.G.F.*, 530—562.

Institutul Geologic al României

Lupu M. (1974) The Southern Apuseni-Zone of Metalliferous Mountains. In: Tectonic of the Carpathian-Balkan Regions, 234—239.

— (1976) The Main Tectonic Features of the Southern Apuseni Mountains. *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, 20, 1, 21—25, București.

Mahel M. (1977) Remarks to some Principles of the New Global Tectonics from the Viewpoint of the Structure of the Carpathians and the Adjacent Areas. *Met. Plat. Tect. Mediter., Fac. Min. Geol., IGCP, Proj.*, 3, Belgrad.

Malavitzky J. P., Levin L. E., Milashin A. P., Zorina Y. G. (1970) Gruppa youjnih morei. In: Tektonika i neftegazonosti okrainih i vmitreny morei SSSR, Nedra, Moscva.

Martini E., Lebenzon C. (1971) Nannoplankton-Untersuchungen im Oberen Tal des Tarcău (Ostkarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. *Neues Jahr. f. Geol. u. Pal.*, 9, Stuttgart.

Mercier J. (1966) Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédonie centrale (Grèce). Thèse, Paris.

Morelli G., Cornea I., Lăzărescu V. (1976) A seismotectonic Comparison between the Eastern Carpathians and Calabrian-Sicilian Arc Bends. *Procc. of 14-th Sess. Europ. Seism. Commis.*, Trieste.

Muratov M. V. (1960) Tectonic Structure of Alpine Geosynclinal Area in Eastern Europe and Asia Minor and the History of their Development. *Int. Geol. Congr., 21-st Sess. Nord. Rep.*, 18.

— (1964) Les traits essentiels de la structure et de l'évolution de la région plissée alpine. Tectonique de l'Europe. Nauka i nedra, 224—236, Moscova.

— (1973) Rukavosdvo po ucebny geologhiceskoi praktiche v Krimu. II. Gheologhia Krimskovo Poheostrova. Nedra, Moscova, 189 p.

Murgeanu G. (1937) Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du flysch carpathique. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXXI, 68—85, București.

— Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N., (1963) Stratigraphie et sédimentogenèse des terrains crétacés dans la partie interne de la courbure des Carpathes. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. V Congr.*, III, 2, 31—58.

Nacev I. (1977) Eminskyat fliș i olistostromite v Slivenski Balkan. *Bulg. Acad. Sci., Pal. Stratigr. Lithol.*, 7, 45—58, Sofia.

Năstăseanu S. (1975) Aperçu synthétique sur la géologie des Carpathes méridionales entre le Danube et le Jiu. *B.S.G.F.* (7) XVII, 3, 359—367, Paris.

— (1978) Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița, à Lupac (Banat). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 5, 89—106, București.

— (1980) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. geol. geofiz.*, LIV, 153—280, București.

Patrulius D. (1960) La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *Anal. Inst. Geol. Publ. Hung.*, XLIX, 1, Budapest.

— Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Les séries mésozoïques et la nappe de décollement transylvaine dans les environs de Comana (Monts Perșani). *An. Com. Geol.*, XXXV, 397—444, București.

Popescu M., Pătruț I., Paraschiv D. (1967) Stadiul actual de cunoaștere geologică a Platformei Moesice de pe teritoriul României. *Petrol-Gaze*, XVIII, 1, București.

Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. St. Geol.*, XXXVI, 177—194, București.

Institutul Geologic al României

Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155—161. Amsterdam.

— Săndulescu M. (1975) Interarc spreading in the Carpathian area. *Nature*, 257, sept. 4, 1975. 69.

— Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu Fl., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, 5—36, București.

Roman C. (1970) Seismicity in Romania — evidence for the sinking lithosphere. *Nature*, 228, 1176.

Russo-Săndulescu Doina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina (1981) Petrochemical Characteristics of the Mesozoic Ophiolites of the Rarău-Hăghimaș. Marginal Syncline. *D.S. Inst. geol. geophys.*, LVXI, 1, București (sous presse).

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă a evoluției magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Inst. geol.*, LVI, 1, 219—252, București.

— (1976) Consideration on display conditions and evolution of the alpine ophiolitic magmatisme of the mobile Mureș zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. géol. géophys., géogr., sér. géol.*, 20, 1, 67—75, București.

— Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1980) Structural, Petrologic, Geochimic and Genetic Study of the Olphiolites in Niculițel Zone. *D.S. Inst. geol*, LXV, 1, București.

Săndulescu M. (1964a) Les couches de Sinaia et les couches de Bistra entre Răchitiș et Izvorul Ciobănașului. *D.S. Com. Geol.*, (1962—1963), 2, 371—382, București.

— (1964b) Structure géologique du massif de Postăvaru-Runcu (monts de Brașov). *An. Com. Geol.*, XXXIV, 2, 381—432. București.

— (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D.S. Inst. geol.* LIV, 3, (1966—1967), 227, 263, București.

— (1967a) La structure géologique des terrains mésozoïques de l'extérieur du massif cristallin de Făgăraș. *D.S. Com. geol.*, LII, 2 (1964—1965), 177—208, București.

— (1967b) La nappe de Hăghimaș, une nouvelle nappe de décollement dans les Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balc., VIII Congr.*, I, 179—185, Belgrad.

— (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților orientali și occidentali. *D.S. Inst. geol.*, LVIII, 5, 125—150, București.

— (1973) Essai de reconstruction des éléments préparoxysmaux alpins des Dacides (Internides) orientales. *Rev. géol., héogr., géophys., sér. gél.*, 17, 1, 145—156, București.

—. (1975a) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, 200 p, București.

— (1975b) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F* (7), XVII/3, 299—358, Paris.

— (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumaines. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, București.

— Micu M., Popescu B. (1977) La structure et la paléogéographie des formations miocènes des Subcarpathes moldaves. *XI Congr. Ass. Géol. Carp. Balk.*, Kiew (résumés).

Institutul Geologic al României

— (1978) The Moesian Platform and the North Dobrogea Orogene. Geol. Atlas Alpine Europe. Elsevier, 427—442.

— Visarion M. (1978) Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la dépression de Transylvanie. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 5, 153—173, București

— (1980) Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines avec les Carpathes ucrainiennes. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXV, 5, București.

Schatalov G. (1958) Uber die Stratigraphie, Lithologie und Metamorphismus des Juras im Ostlichen Strandjagebirge. *An. Dir. gen. Res. géol. sér. A*, 8, 27—76, Sofia.

— (1967) Stratigrafia na Jurata v centralnaia Strandja Planina. *Bull. Geol. Inst., ser. geotect., stratigr., lithol.*, XVI, 145—166.

— Budurov I., Stefanov S. A. (1972) Über Petrographie und Conodonten Karnischer Kalke aus dem Gebiet des Dorfes Gramatikovo Strandjagebirge. *C.R. Acad, bulg. Sci.*, 25, 11, 1549, 1552, Sofia.

Sikosek B., Maximovici B. (1966) Essai de l'origine de l'histoire structurale de la Sérbie orientale entre le Danube et le Timoc. *Bull. Mus. d'Hist. Nat. Paris, sér. A*, 19—20, Paris.

Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Berh. fur Geol. Jb.*, 8, 239 p.

Ștefănescu M. (1973) Efectele mișcărilor intraneocomiene în partea internă a flișului eocretacic de la curbura Carpaților. *St. cerc. geol. geofiz., geogr., ser. geol.*, 18, 2. 469—477. București.

— (1976) O nouă imagine a structurii flișului intern din regiunea de curbură a Carpaților, *D.S. Inst, geol. geofiz.*, LXII, 5, 257—259, București.

— (1978) Stratigrafia și structura flișului cretacic și paleogen dintre valea Prahovei și valea Ialomiței. Teză de doctorat. Univ. București.

— Gheța N., Dicea M. (1979) On the Oligocene-Miocene Boundary in the External Flysch Zone of the Carpathian Bend (between the Teleajen Valley and the Dîmbovița Valley). A Tentative Solving by Calcareous Nannoplankton. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., sér. géol.*, 23, 1, 89—94, București.

Tollmann A. (1965) Das Strandscha-Fenster, ein neues Fenster der Metamorphiden im alpinen Nordstamm der Balkan. *N.Jb. Geol. Pal. Min.*, 4, 234—248.

— (1966) Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpathen. *Geotekt. Porsch.*, 21, 1—156, Stuttgart.

Trümpy R. (1975) Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps : A Presumed Former Continental Margin and Its Problems. *Am. Jour. Sci.*, 275-A, 209—238.

Visarion M., Săndulescu M. (1979) Structura subasmentului depresiunii pannonice în România (sectorul central și sudic). *St. cerc. geol, geofiz., geogr., ser. geofiz.*, 17, 2, 191—201, București.

Walther H. J. (1974) Crystalline Regions of North-Eastern Greece. In : Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, Geol. Inst. D. Stur. 297—301, Bratislava.

Wilsner J. L. (1928) Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 80, 153—194, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Project 39 : Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

# GENESIS OF THE ALPINE CYCLE OPHIOLITES FROM ROMANIA AND THEIR ASSOCIATED CALC-ALKALINE AND ALKALINE VOLCANICS[1]

BY

H. SAVU[2]

*Ophiolites. Initialites (initial magmatism). Alpine tectonics. Petrogenesis. Calc-alkaline volcanism. Alkaline volcanism. Oceanic zones (ocean floor). Ocean floor basalts. Tethys zone. Island arc; East Carpathians. South Carpathians. Apuseni Mountains. North Dobrogea.*

## Sommaire

Genèse des ophiolites du cycle alpin de Roumanie et des initialites chalco-alcalines et alcalines associées. Les ophiolites et les autres initialites alpines de Roumanie se trouvent : 1) en position autochtone (zone de Mureș), 2) en nappes de charriage, 3) en klippes, 4) en zones d'obduction (Dobrogea). À l'encontre de la zone typique des Alpes-Himalaya, le magmatisme initial — préorogène — — des zones océaniques étroites au nord de la Mer Téthys a produit surtout des roches effusives et extrusives. Les structures stratifiées des corps de gabbros et ceux ultrabasiques aussi que le métamorphisme dans la zone de contact des basaltes constituent les preuves péremptoires que ces corps-là représentent des intrusions de magma tholeiitique provenu du manteau qui se sont différenciées in situ. La structure stratifiée typique des ophiolites de Grèce et de Chypre n'a pas été mise en évidence dans les zones carpathiques, ce qui mène à la conclusion que les trois membres d'une série ophiolitique (péridotite-gabbro-basalte) se trouvent non seulement dans une situation de superposition, mais aussi dans des relations d'intrusion. Les zones océaniques au nord de la Mer Téthys se distinguent des zones typiques par la quantité réduite de roches ultrabasiques et par la présence des initialites chalco-alcalines et alcalines des arcs insulaires qui font défaut des zones typiques. Dans la zone du Mureș on rencontre le passage du stade de zone aux ophiolites de fond océanique au stade de zone volcanique d'arc insulaire préorogène. L'activité magmatique s'est developée dans

[1] Paper received on November 14, 1979 and accepted for publication on March 11, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

des zones océaniques à fond simatique ou simatique et sialique à la fois. Les roches ophiolitiques ont les caractères de basaltes de fond océanique à l'exception de quelques-unes qui sont des magmatites d'îles océaniques de type intraplaque; les initialites chalco-alcalines et alcalines — en peu nombre — associées aux ophiolites représentent des volcanites d'arc insulaire préorogène ou sous-marin et se sont formées durant la même étape préorogène des zones océaniques alpines où seulement les roches ophiolitiques se forment dans les zones typiques. Il s'ensuit que dans les zones océaniques du domaine de la Mer Téthys, selon la structure et les conditions particulières d'évolution, les roches ophiolitiques — des formations de fond océanique ou de plaque océanique — apparaissent dans des situations différentes. Autrement dit, il y a ophiolites et ophiolites tout comme il y a « granites et granites ».

## Introduction

Remarkable progress has been made in the study of the present and fossil oceanic zones in the past ten years, by the comparison of the most characteristic geological formations — the ophiolitic rocks — that form in the spreading stage of the oceanic floor.

The term "ophiolith", an old denomination for the serpentinitic rocks in the Alps, was introduced in science by Brongniart in 1813; since then it has been adopted by all geologists, gradually becoming ever more comprehensive. Thus, Steinmann (1927) extends this notion lending it a functional meaning, as it included all the ultramafic (serpentinites, peridotites) and basic rocks (gabbros, diabases and spilites) that form together in the eogeosyncline stage. Later Stille (1940) finds that in the primary or pre-orogen stage of the geosyncline there develops an initial magmatism with rocks of simatic nature. He uses the term "ophiolite" only for the ultramatic rocks; still he attributes the denomination of initial magmatites to the whole group of basic and ultramafic rocks that form at the beginning of a tectono-magmatic cycle. In the study on the petrochemistry of the ophiolites from the Alps, Apennines and Dinarides, published in 1945, Burri and Niggli meant by this term all the Alpine initial magmatites that appear in the eogeosyncline stage.

In recent years, as the plate tectonics theory developed, a new conception was worked out concerning the genesis of ophiolites, which determined a rapid development of researches on these rocks from the tectonic, petrologic, geochemical and metallogenic point of view. At present the ophiolite genesis is regarded as a much more complex process, in which these rocks represent only the oceanic crust, formed in the median ridges, whence it migrates by the spreading of the ocean floor towards the margins of continents and is then subducted in the mantle and possibly obducted on the continent (Coleman, 1977). Usually an ophiolitic complex is considered to show a layered structure with ultramafic rocks in the base, overlain by gabbros, dolerites in sheeted dykes and basalts in pillow lava facies that underlie

Institutul Geologic al României

jaspers, as in the ophiolitic complexes from Greece and Cyprus (B r u n n, 1956; A u b o i n, 1959; M o o r e s, 1969). In spite of this classic definition, there are also different situations as will be further seen in this paper.

Important researches have been also carried out in the past three decades on the ophiolites from the Carpathian domain, significant results being obtained. As the Alpine ophiolitic rocks from the Carpathians show several peculiarities in comparison with those belonging to other regions, they will be described in the paper together with the other Mesozoic initialites, with which they associate and form characteristic magmatic complexes.

## Oceanic Zones of the Alpine Cycle on the Romanian Territory

Two geosyncline (S a v u, 1968) or oceanic zones (R ă d u l e s c u, S ă n d u l e s c u, 1973) were considered to have functioned on the Romanian territory during the Alpine cycle. Now we think there were three such Alpine zones in which initial magmatites formed (Fig. 1): (1) two Carpathian zones with a branch that passed through North Dobrogea; the oceanic zone stage manifested in two Alpine epochs only in the East Carpathians; (2) the Mureş zone from the South Apuseni.

The geological history of this territory, situated in the northern part of the Tethyan Sea, on the south-western margin of the old East European continent, is much older. The post-Carelian evolution of this part of Europe began at the end of the Middle Precambrian, about 1600 m.y. ago, on a primordial (?) oceanic zone in the Carpathian domain as well as in an intracontinental rift zone in North Dobrogea and continued during the subsequent tectono-magmatic cycles, namely Dalslandian, Assyntic, Hercynian (Caledonian) and Alpine (G i u ş c ă et al., 1969).

After the formation in the Dalslandian cycle of a first sialic crust, that joins the margin of the East European continent, it breaks at the beginning of each following cycle, while new oceanic zones, parallel to the margins of the old continent, regenerate. This is demonstrated by the fact that the folded structures in the crystalline schists from the first three or four cycles as well as those from the Upper Paleozoic and Alpine sedimentary deposits overlap in the same zones and are parallel to one another. Such structures are found both in the Carpathians, the Apuseni Mountains and in North Dobrogea.

Ophiolitic rocks as well as other initial magmatites form in each cycle; they are now in different metamorphic stages. These rocks appear in the form of orthoamphibolite complexes or albite green schists (metabasalts, metaspilites, metadolerites, metagabbros) and small size lenticular bodies of peridotites, lherzolites, saxonites, wehrlites, harzburgites, dunites and serpentinites, intercalated in the metamorphosed terrigenous formations (S a v u et al., 1977) from the Carpathians, the Apuseni Mountains and Dobrogea.

Institutul Geologic al României

At the end of the Hercynian movements, the Paleozoic oceanic zones had closed again, while a new sialic crust formed in the Carpathian domain of the Tethyan Sea; during the Permian and at the beginning of the Triassic, an epicontinental sedimentation manifests on the sialic crust.

The Alpine geotectonic evolution of the Romanian territory started simultaneously with the beginning of the migration of the continental

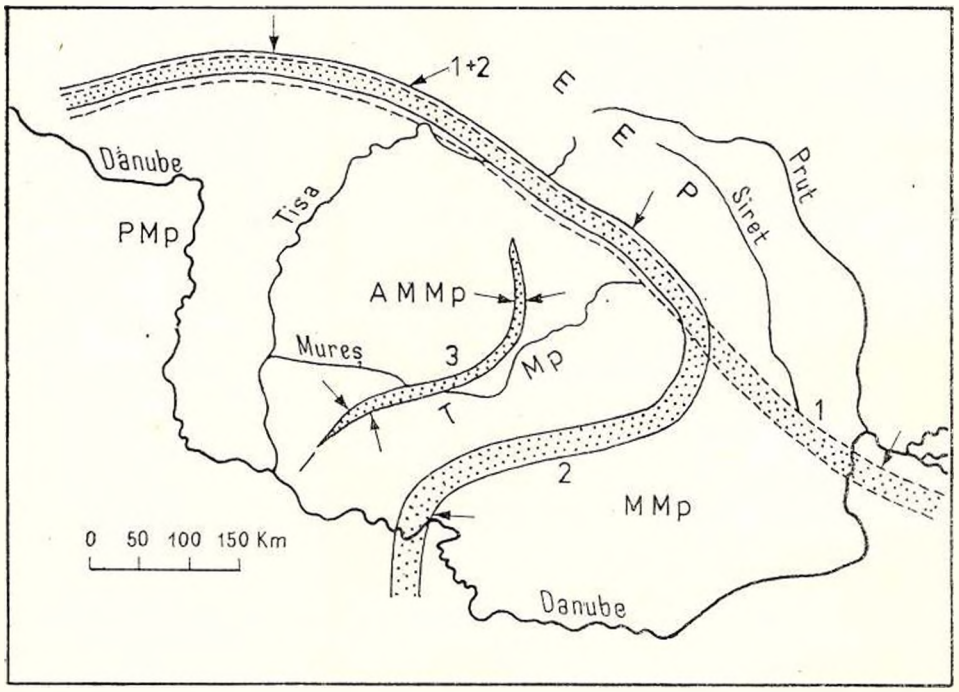



Fig. 1. — Sketch of the oceanic zones and tectonic plates of the Carpathian domain at the beginning of the Mesozoic: EEP, the East European plate; PMp, Pannonian microplate; AMMp, Apuseni Mountains microplate; TMp, Transylvanian microplate; MMp, Moesian microplate; 1, Triassic oceanic zone; 2, Carpathian oceanic zone; 3, Mureș oceanic zone (South Apuseni); the arrows indicate the sinking direction of the plates.

plates. The floor of the northern part of the Tethyan Sea, together with the sialic crust, is broken into several plates or microcontinents, separated among them by oceanic zones, in which ophiolitic rocks and other initialites form (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Herz, Savu, 1974; Bleahu, 1974; Savu, in press[3]). The following stages can be distinguished during this evolution:

[3] Savu H. (1980) Ophiolitic Rocks and Initial Magmatites in the Carpathians (in press).

Institutul Geologic al României

1. The formation of a deep fracture, which generates a first Mesozoic oceanic zone by crust spreading — the Siret Ocean (H e r z , S a v u, 1974) — situated between the East European continental plate to the east and the Moesian and Transylvanian microplates to the west and south-west (Fig. 1). This oceanic zone extended along the margin of the old East European continent from the East Carpathians towards NW, through the West Carpathians and towards SE and ESE through the oceanic zone of North Dobrogea, towards the Crimea and the Caucasus (S a v u et al., 1980).

Although Triassic sedimentary deposits, widespread in the Moneasa-Vaşcău plateau, formed in the Auseni Mountains during this period, there are no data attesting the existence of a Triassic oceanic zone with ophiolitic rocks in this region too. Triassic ophiolitic rocks are also unknown in the South Carpathians.

In the Siret Ocean there develops an oceanic crust with ophiolitic rocks, represented by diabases, gabbros and ultrabasites associated with oceanic sediments, that are known from the West Carpathians to the East Carpathians and North Dobrogea.

2. In the Upper Triassic, when the old Kimmerian movements manifest, an underthrusting ("subduction") process of the East European continent under the Transylvanian and Moesian plates takes place, accompanied by the obduction of the diabase-spilitic rocks from North Dobrogea, which were folded together with the associated limestones and pushed to NE, facing the East European continent, and probably by the consumption of a part of the ophiolites from the Siret Ocean (East Carpathians). After these movements, the oceanic zone of North Dobrogea closes irrevocably, the Moesian plate joining again the East European plate and making up together a unitary platform.

3. Immediately after the old Kimmerian movements, at the end of the Triassic or the beginning of the Jurassic, a new phase of breaking the sialic basement of the Tethyan Sea from the Carpathian domain begins, this time with the formation of two oceanic zones, approximately parallel to one another.

One of these was situated along the present principal Carpathian chain; it extended from the West Carpathians, through the East Carpathians to the South Carpathians and continues in the Balkans. It was situated between the Transylvanian plate to NW and the East European-Moesian continent outside (Fig. 1). As can be seen, this zone does no longer communicate with the mobile zone of North Dobrogea which had closed irrevocably. On the contrary, this new oceanic zone crosses the old Triassic zone in the Carpathian bend area, breaking the link between the North Dobrogea segment on the one hand and the Transylvanian or East Carpathian one on the other hand. The second oceanic zone that forms now is the Mureş zone from the South Apuseni, situated between the Transylvanian sialic plate and that of the North Apuseni, and the East Pannonian one that was part of the Dinarides at that time (H e r z and S a v u , 1974). This oceanic zone continues towards SW,

Institutul Geologic al României

being connected with the large Vardar ophiolitic zone. The most important mass of ophiolitic rocks from Romania, comprised between the Lower Jurassic and Oxfordian, forms in the period of spreading of this zone.

The radiometric age of the ophiolites from this zone is 180 m.y. (Herz et al., 1974), which indicates that they started forming since the Lower Jurassic.

4. The closing of these zones takes place gradually. It begins for instance in the Mureș zone, with the new Kimmerian movements and ends with the Austrian movements through a weak bilateral subduction or collision process of the sialic plates under the Mureș mobile zone from the Apuseni Mountains (Savu, Constanța Udrescu, 1973; Savu, 1976). The East Carpathians zone begins to close with the Meso-Cretaceous movements, by a westward subduction process (Rădulescu, Săndulescu, 1973), but it continues also during the Tertiary. Throughout this long closing period of the oceanic zones, lasting from the Upper Jurassic to the Aptian-Albian (140 m.y. — 120 m.y.), Mesozoic initialites showing a calc-alkaline and alkaline character form in both zones.

## The Occurrence of the Ophiolitic Rock Complexes and of Their Associated Initialites

Due to the extremely complicated tectonics of the Carpathian chains, and especially of the East Carpathians and South Carpathians, it is often impossible to establish the origin zone of the ophiolitic rocks and their associated initialites. These formations usually show allochthonous positions and are often included in the Wildflysch formations, as in the East Carpathians (Patrulius et al., 1966; Săndulescu, 1976 b) and the Apuseni Mountains or make up melange formations like those from the South Carpathians (Savu et al., 1978 b).

Although the ophiolitic rocks and the other Mesozoic initialites formed in two distinct stages, one cannot state precisely which rocks formed in the Triassic oceanic zone or in the Jurassic-Lower Cretaceous one because of the occurrence conditions and the lack of radiometric age data. That is why all the rocks in this region will be presented together.

1. *The Ophiolites and Associated Initialites from the East Carpathians and North Dobrogea.* The ophiolites make up a complex associated with the black flysch in the northern extremity of the East Carpathians (Bleahu, 1955)[4]. This complex is tectonically situated between the crystalline schists of the Bucovinian nappe and the Sinaia-Rahov flysch. They are represented by diabasic rocks with porphyric texture and often fluidal structure within which one can distinguish basalts, plagiobasalts and amygdaloidal basalts, lavas with which pyroclastics associate, palagonite glasses and rocks with hypabyssal characteristics, such as dolerites, porphyric dolerites and spilites formed of plagioclase ($An_5$) and a violet

[4] Arch. I. G. G., București.

Institutul Geologic al României

titanaugite. The clinopyroxene resembles very much the titanaugite from the Triassic diabase-spilites of North Dobrogea (Savu et al., 1980). The basic rocks are associated with the Mihailec and Virtop volcano-sedimentary formations with stromatitic character, formed of alternations of limestones, argillites and basic lava flows and respectively limestones impregnated with chlorite and sericite.

The basic rocks are supposed to be of Lower Cretaceous age, but some researchers think they may be even older.

Ophiolitic rocks intercalated in the Sinaia-Rahov beds, belonging to the Ceahlău west-internal nappe, were pointed out by Marinescu (1979)[5] in Bucovina, without mentioning whether they are in situ, klippes or olistolites. The ultramafic rocks are represented by serpentinizated peridotites, some of them with kämmererite. The above-mentioned author also points to the presence of the basic rocks in the crystalline schists of the Bucovinian nappe, in which there lie also Triassic dolomites.

Southwards, along the East Carpathians, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous diabases (Murgeanu, Patrulius, 1960) associated with the sedimentary deposits from the marginal synclines of the Crystalline-Mesozoic zones as well as of the Cretaceous flysch in the vicinity of the contact with the crystalline schist zone.

Kräutner (1931) points to the presence of the diabasic rocks associated with radiolarites in the Lower Cretaceous, in the Rarău-Hăghimaș syncline. These rocks are represented by spilites (Savu, 1968) and serpentinites, whose age may be Lower Cretaceous (Mutihac, 1965) or/and Triassic-Ladinian (Patrulius, 1960). Săndulescu (1976 a) states that the ophiolites from this syncline are generally in an allochthonous position, being included as klippes in the Eocretaceous Wildflysch formation or being part of the Transylvanian nappes. Recently, Săndulescu-Russo et al. (in press)[6] have shown that in the outliers of the Transylvanian nappes, there are peridotites, lherzolites, harzburgites, wehrlites, websterites and serpentinites, at the expense of which listwänites and ophicalcites form. The basic rocks (spilites, variolites, amygdaloidal spilites, dolerites, albite dolerites) and granophyres, as well as the basic tuffs and tuffites associated with jaspers, form most of the mentioned klippes. Some authors (Patrulius et al., 1966; Săndulescu, 1976) think that the ophiolites from the Hăghimaș-Rarău marginal syncline and Perșani come from a zone situated now under the Transylvanian Depression. This idea does not differ very much from our conclusions, but we think that this zone cannot be the same as the Mureș zone, in which no Triassic ophiolites are known.

---

[5] Marinescu I. (1979) Flișul de Corbu din Bucovina, Carpații Orientali (in press.)

[6] Săndulescu-Russo Doina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina (1979) Caracterele petrochimice ale ofiolitelor mezozoice din sinclinalul marginal Rarău-Hăghimaș (in press).

Institutul Geologic al României

We also note the presence of a small body of gabbro-dolerites crossing the crystalline schists east of Iacobeni (Pitulea, Muşat, 1965). The rock is formed of plagioclase ($An_{80}$), diallage and hypersthene.

In the Perşani Mountains there are Mesozoic initial magmatites that formed from the Triassic to the Lower Cretaceous. In the Codlea basin from the southern part of the East Carpathians, as well as in the north-eastern extremity of the Făgăraş Mountains the Mesozoic volcanics are of Liassic age.

Cioflica et al. (1965) showed that, in the Perşani Mountains, the first phase of the Mesozoic initial magmatism manifested from the Middle Triassic to the Upper Triassic. The magmatites associate with limestones and occur as outliers that cover tectonically the Barremian-Aptian Wildflysch, or in the form of olistolites included in it. The origin place of these allochthonous iniatialites would be the Triassic oceanic zone that functioned also on the present place of the East Carpathians, that is the ophiolitic suture which closed in the Upper Triassic, from which the ophiolitic rocks and their associated initialites came.

The magmatic activity begins at the end of the Ladinian with ophitic basalts and spilites, more rarely amygdaloidal rocks in pillow lava facies. They are associated with serpentinites, peridotites, gabbros and gabbrodolerites. The gabbroic rocks consist of bytownite plagioclase, which is saussuritizated here and there, and uralitizated diopside, or replaced by actinolite. There follow eruptions of calc-alkaline initialites with oligophyres and andesites, then eruptions of initial magmatites with obvious alkaline character, represented by bostonite porphyries and paleotrachytes.

The Liassic initial magmatites appear as volcanic products in the Codlea sedimentary basin and as veins and dykes in the Făgăraş crystalline schists (Manilici, 1956).

In the Codlea basin, Manilici and Vîlceanu (1963) pointed out an intercalated effusive-pyroclastic complex in the Liassic deposits. The eruptive rocks are represented by agglomerates, microagglomerates and trachytic and keratophyric tuffs, the latest being the augite and olivine, sometimes biotite basalts. The authors consider that the eruptions were associated with the late Kimmerian movements. At the same time there form veins and diabase dykes, serpentinizated ultramafic rocks, syenites, bostonites and camptonites that cross the crystalline schists from the Făgăraş Mountains in the general direction NE (Savu, Schuster, 1971). According to Manilici and Vîlceanu (1963) all these eruptions would belong to a petrologic province, situated in the south-eastern part of Transylvania, in which the differentiation of the basaltic magma displayed towards the alkaline terms. The basic and alkaline rock veins from the crystalline schists zone at Tulgheş and in the rest of the East Carpathians might also belong to this province.

Cioflica et al. (1965) showed that, in the Perşani Mountains, the Mesozoic initial magmatism manifests also in the Lower Cretaceous.

Institutul Geologic al României

The products of this new phase of magmatic activity are represented by dolerites and basic tuffs, associated with radiolarites, that intercalate in the Neocomian deposits.

In the southern extremity of the East Carpathians, M u r g e a n u and P a t r u l i u s (1959) mentioned various levels of spilitic rocks intercalated in the Sinaia and Azuga beds, formations whose age is between the Upper Jurassic and the Neocomian. The spilitic lava flows associate with red clay deposits and radiolarites.

Unlike the East Carpathians where the activity of the Alpine initial magmatism lasted from the Triassic to the Lower Cretaceous, manifesting therefore in the two successive oceanic zones, in North Dobrogea, this magmatism manifested only in the Triassic intracontinental oceanic zone, which closed definitely with the old Kimmerian movements, when the obduction of the basic rocks over the East European continent takes place (S a v u et al., in press[7]).

The initial magmatism manifested from the Upper Anisian to the Carnian as a volcanism of "withinplate" oceanic islands that generated an important complex of diabase-spilitic rocks. Petrographical data on the basic rocks have been known since 1931, belonging to S a v u l. The recent researches carried out by S a v u et al. (1980) showed that the diabase-spilitic rocks consist of basalt flows, amygdaloidal basalts and variolites that are frequently in pillow lava facies, forms whose matrix may be glassy or carbonatic. These rocks are intercalated with levels of volcanic tuffs and breccias cemented with calcite as well as levels of grey or red Triassic limestones. Small bodies or sills of gabbro-dolerites and spilitic dolerites also appear, their $Na_2O$ quantities varying between 4.77 and 5.20 %. The spilites are the result of the differentiation in the depth of the tholeiitic magma, that enriched in $Na_2O$ and volatile components. A titanaugite showing the following optical properties is characteristic of the diabase-spilitic rocks in this region : Ng = reddish to violet-lilac, Nm = reddish, Np = reddish ; $c \wedge Ng = 55^0$.

The magmatic activity in the oceanic zone of North Dobrogea closes with veins and dykes of porphyric rocks that are distributed on two alignments (S a v u et al., 1979) [8] : one situated between Isaccea and Somova, in front of the suture zone represented by the Luncavița-Consul tectonic line and another, situated behind this zone, between Văcăreni and Consul (S a v u et al., in press[9]).

2. *The Alpine Ophiolites and Initialites from the South Carpathians.* The present data show that the Alpine initial magmatism manifested in the South Carpathians only during the evolution of the Jurassic-Neocomian oceanic zone.

[7] H. S a v u, U d r e s c u C o n s t a n ț a, N e a c ș u V a s i l i c a (1980) Structura și geneza diabazelor din zona Luncavița-Isaccea-Mînăstirea Cocoș (Dobrogea de Nord) (in press).

[8] Arch. I.G.G., București (1979).

[9] Quoted papers, point 7.

Institutul Geologic al României

The products of the Alpine initial magmatism are extremely rare in the Getic nappe domain. Only basic tuffs that intercalate in the Oxfordian-Kimmeridgian limy deposits from the Reşiţa-Moldova Nouă zone are pointed out (Răileanu et al., 1964).

The initialites of the Danubian Autochthonous from the South Carpathians are more important; here the initial magmatites are much more varied, are found in several regions and occur at various levels in the Mesozoic formations.

The most characteristic ophiolitic rocks are those situated in the Severin nappe in the Mehedinţi plateau. In this zone, Codarcea (1940), Codarcea et al. (1961) and Năstăseanu (1976) describe an Upper Cretaceous Wildflysh formation, overlain by ophiolitic rocks that associate with formations from the Azuga beds and are overlain by the Sinaia beds, both of them being of Upper Jurassic-Neocomian age.

The ophiolites consist of green rocks, serpentinites, diabases and gabbros as well as rocks making up lenticular masses and elongated bands of serpentinites and laminated diabases, that include blocks of paragneisses, micaschists, quartz amphibolites etc., making up a typical ophiolitic melange formation (Savu et al., 1978 b). As regards the genesis of this formation, the ophiolites and the associated sedimentary deposits are considered to have formed together in the Severin trough with oceanic type floor. During the formation of the Severin nappe, the ophiolites were pushed eastwards, giving rise to the melange formation of tectonic nature. Dimitrievič and Dimitrievič (1973) also described a melange formation in the Vardar zone from Serbia.

Basic and ultramafic rocks coming from an oceanic crust are known along the thrust plane of the Getic nappe over the Autochthonous in the Parîng Mountains and Retezat Mountains, where they were pointed out by Ghika-Budeşti (1932) and Paliuc (1937). In the Parîng Mountains, Maria Pavelescu and Pavelescu (1965) showed that the ultramafic rocks are either pre-Alpine or post-Liassic, the latter being hosted in the Upper Jurassic formations. The age of these bodies of ultramafic rocks is very difficult to establish.

A volcano-sedimentary complex develops in the Arjana zone in the north-western part of the Danubian Autochthonous, extending 35 km in length (Codarcea et al., 1961). The volcanic activity took place in two phases: a Jurassic, post-Toarcian-Aalenian one and a Lower Cretaceous one (Năstăseanu, 1976). The volcanic rocks consist of basalt flows, spilites, amygdaloidal spilites, basaltic tuffs, associated with limestones containing tuffogenous elements, rocks crossed by alkaline amphibole paleotrachyte veins.

Gherasi (1962)[10] studied the initial magmatites in the Jurassic formations from the Ţarcu Mountains, attributed even to the Carboniferous by some authors. They consist of diabase veins, sometimes amygdaloidal rocks, spilites and keratophyres and several small bodies of serpen-

[10] Arch. I.G.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

tinites. These rocks associate with a volcano-sedimentary complex formed especially of pyroclastics and spilite flows in pillow lava facies and keratophyres. The whole series constitutes a spilite-keratophyric association as meant by Dewey and Flett (1911).

We mention that the presence of some spilite bodies in the base of the Cenomanian-Turonian Wildflysch was pointed out in the northern part of Oltenia by Mutihac (1964) and on the Cerna Valley in Banat by Năstăseanu (1968). Their significance was discussed by Savu (1968). At present the question arises whether they are in situ flows or represent olistolites or olistostromes of Jurassic or Lower Cretaceous magmatites included in the Wildflysch.

3. *The Ophiolites and Other Initialites from the Mureş Zone in the South Apuseni.* The Mureş zone comprises the most interesting ophiolitic complex in Romania. Unlike the Carpathian chain zone, the ophiolitic rocks in this zone were very little affected by the plicative tectonic movements that manifested more intensely on the margins of the oceanic zone, owing to the limited bilateral subduction (Savu, 1976) or collision processes that led to the formation of overthrusts and folds facing the sialic plates to the NNW and SSE (see the annexed map). Wider folded structures, comprising the eruptive rocks, the jaspers and flysch formations are found also in the median part of the zone with ophiolitic rocks (Savu, Nicolae, 1975). For this reason, the Mureş zone, which extends on 200 km, appears as a bilateral orogen (Macovei, Atanasiu, 1934), under which the Moho surface lies at the depth of 33 km. It functioned as an oceanic zone, partly oceanized, whose floor was formed of simatic rocks and also of some sialic elements (Savu, 1976) consisting of crystalline schists and Permian sandstones which appear as blocks in polygenous agglomerates of Upper Jurassic island arc basalts developed in the eastern part of the zone, from the Vorţa meridian eastwards (Savu et al., in press[11]).

The pre-orogen initial magmatism that lasted 60 m.y., comprised three evolution stages: 1) the first stage begins in the Lower Jurassic when the first basalt eruptions start (180 m.y.) and lasts to the Oxfordian, when the bilateral underthrusting process begins and the new Kimmerian movements respectively; 2) the second stage begins in the Oxfordian and lasts to the Neocomian (140 m.y.), its magmatites being associated with the first sedimentary deposits; 3) the third stage is in the Aptian-Albian (120 m.y.), being followed by the Austrian movements with which the oceanic zone closes completely.

Ocean floor ophiolitic rocks formed in the first stage coinciding with the spreading phase of the oceanic zone, while island arc calc-

[11] Savu H., Udrescu Constanţa, Neacşu Vasilica (1980). Consideraţii asupra petrologiei şi metalogenezei iniţialitelor alpine din regiunea Vălişoara-Dumeşti (Munţii Metaliferi), cu observaţii asupra fundamentului prealpin (in press).



Institutul Geologic al României

alkaline and alkaline initial magmatites erupted in the following two stages (S a v u et al., 1978 a).

The ophiolitic rocks in the first stage make up an important complex, over 3000 m in thickness, developing in the axial part of the Mureș zone, from Almaș-Seliște to Pătîrș, where the zone is covered by Neogene sedimentary deposits (S a v u , 1976). Ophiolitic rocks also occur in some places of the eastern part of mobile zone, in the Bunești region, where they come out of the basement from under the volcanics belonging to the second stage (S a v u et al., 1978a). The ophiolitic rocks are represented by submarine flows of ophitic basalts, anamesites that are frequently in pillow lava facies. These lavas are very seldom associated with basic pyroclastics, represented sometimes by tachylyte or palagonite glasses. The magmas from which they resulted formed in the upper mantle, as shown by the value of the $Sr^{87}/Sr^{86}$ ratio, situated between 0.7021 and 0.7056 (H e r z et al., 1974).

Except some small jasper intercalations between the basalt flows from Dumbrăvița, the sedimentary deposits are altogether absent. On the southern border of the oceanic zone, where the erosion was more intense, the basalts contact the pre-Alpine crystalline schists of the sialic plates (S a v u, 1976). Intercalations of recrystallized limestones situated on the Căpîlnaș-Zam-Vorța-Furcșoara alignment appear in the upper part of the basaltic complex only during the Oxfordian, at the end of the magmatic activity from this stage. These limestones are supposed to have formed on the southern margin of the geosyncline in the shelf zone (S a v u , N i c o l a e , 1975).

During the formation of the basalt complex some magma intrusions took place; several gabbro bodies of small size (3 — 5 km long) and bodies of ultramafic rocks (300 — 400 m long) formed of them. At the contact of the gabbro bodies there are basic hornfelses with pyroxenes, formed at the expense of the basalts in which they were intruded. They belong to two main categories : 1) simple bodies, formed of a single intrusion of basic magma and 2) composite bodies, resulted from several intrusions.

The gabbro bodies belonging to the first category, like those from Căzănești-Ciungani (Fig. 2 a) and Almaș-Seliște (Fig. 2 d), show a layered structure, formed by the differentiation in situ of the magma intruded in the basalt complex. They present a horizon of dolerites and microgabbros in the lower part, overlain by a horizon of gabbros with vanadium titanomagnetite, which may have a rhythmical layered structure (Almaș-Seliște); this horizon in its turn underlies a thicker upper horizon consisting of diopside gabbros or quartz gabbros (G i u ș c ă et al., 1963). This latter horizon is overlain by another horizon at Almaș-Seliște, consisting of gabbro-anorthosites and anorthosites (C i o f l i c a, S a v u, 1963).

The iron concentration in the lower horizon of magnetite gabbros formed due to the gravitational differentiation of the tholeiitic magma, a process depicted on the diagram from Figure 3. It took place towards

Institutul Geologic al României

the end of the liquid-magmatic stage, being favoured by the $Fe_2O_3$ presence in the residual magma and the variation of the pressure of the volatile components within the gabbro bodies during their consolidation (Cioflica, Savu, 1962; 1963).

The composite gabbro bodies, like those from Almăşel, Cuiaş (Fig. 2 c), Julița, Baia and Dumbrăvița are formed of a more important intrusion, consisting of diopside gabbros, showing an incipient gravita-

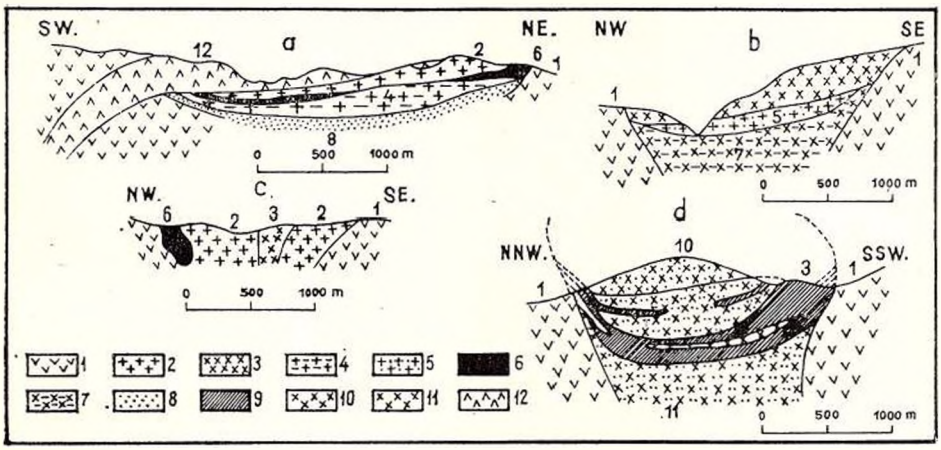



Fig. 2. — Geological section through the gabbroic and ultramafic bodies from the Mureș zone (according to Cioflica and Savu, 1962).

a, stratified gabbro intrusion from Căzănești-Ciungani; b, ultramafic rock body from Roșia Nouă; c, composite gabbro body from Cuiaș; d, body with rhythmical stratification from Almaș Seliște, 1, basalts; 2, gabbros; 3, olivine gabbros; 4, dolerites; 5, melagabbros; 6, magnetite gabbros; 7, peridotites; 8, microgabbros; 9, magnetite dolerites, hyperites and gabbros; 10, gabbroanorthosites and anorthosites; 11, quartz gabbro; 12, Laramian intrusions.

tional differentiation and a succession of small intrusions of olivine gabbros, hyperites, quartz diorites and granophyres. In the western part of the Mureș zone, between Dumbrăvița, Baia and Lupești, there develops an important complex of sheeted dykes and small bodies of dolerites and gabbros, sometimes granophyres, that differentiated at depth and then were intruded into the basalt complex.

The bodies of ultramafic rocks from Roșia Nouă (Fig. 2 b), Corbești and Almaș-Seliște also show a layered structure, with a horizon of peridotites partly serpentinizated in the base, followed by a layered horizon with melagabbros and troctolites, covered by an upper horizon of olivine gabbros (Savu, 1962 a; Savu et al., 1970).

Towards the end of this stage the spreading of the oceanic zone seems to undergo a change, and the first rocks bearing free quartz, such as quartz diorites and granophyres, occur in the oceanic zone.

Institutul Geologic al României

During the second initial magmatic stage, the subduction or collision process [12] of the two sialic plates under the ophiolitic zone begins concomitantly with the new Kimmerian movements. Thus we witness the transformation of the oceanic zone into a zone with two island arcs, situated on the margin of the two plates that sink under the mobile zone. [13] The rising of the axial ophiolitic zone and respectively the sinking

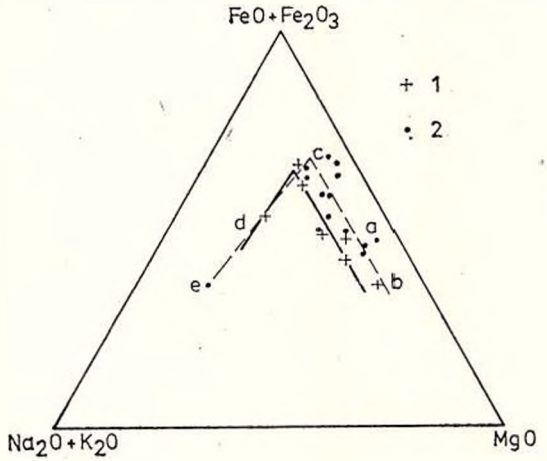



Fig. 3. — $FeO + Fe_2O_3 - MgO - Na_2O + K_2O$ diagram for the differentiation of the tholeiitic magma in the gabbro bodies from Almăşel and Căzăneşti-Ciungani. 1, Almăşel gabbros; 2, Căzăneşti-Ciungani gabbros; a, gabbros; b, olivine gabbros; c, magnetite gabbros; d, granophyres; e, anorthosites.

of the geosyncline margins take place, forming two marginal troughs in which the sedimentation of the flysch with red argillites and jaspers begins and a pre-orogen volcanism, characteristic of the island arcs (S a v u, in press)[14] or a submarine island arc volcanism manifests (M i t c h e l l and B e l l, 1973).

[12] The bilateral subduction (underthrusting) process is obviously one hypothesis. Another hypothesis would be the collision of continent/continent type of the Apuseni Mountains microplate (AMMp) and the Transylvanian microplate (TMp) on Figure 1, underneath the ophiolitic complex, during the new Kimmerian movements, determining the bilateral obduction of the ophiolitic rocks. Whatever process manifested, it brought about a change in the structure of the oceanic zone and generated the calc-alkaline and alkaline volcanism in the island arcs of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age from the Mureş zone.

[13] Taking into account the Austrian movements, which are considered to be the first main orogenesis of the Alpine cycle, since the initial magmatism closes before it, the island arc volcanism from the Mureş zone should be considered as pre-orogen. But from a genetic point of view, it is generated by the new Kimmerian movements (Oxfordian-Kimmeridgian) which, although weaker in comparison with the Austrian ones, determine a change in the evolution of the Alpine initial magmatism, conditioning the passage from the ophiolitic ocean floor magmatism to an island arc volcanism showing a calc-alkaline and alkaline character. The latter presents several peculiarities in comparison with the present island arc volcanism.

[14] Quoted papers, point 3.

Institutul Geologic al României

The melting of the sialic material at depth takes place in large amounts. The acid magma mixes up with and contaminates the basic one, determining the formation of various rocks showing a calc-alkaline or alkaline character, such as basalts, basaltic andesites, limburgites and picrites, coming from the basic magma, various types of andesites, oligophyres and orthophyres coming from hybrid magmas ($Sr^{87}/Sr^{86}$ = 0.7043 — 0.7073) and dacites associated with rhyolites formed of the acid magma of sialic origin. This volcanic activity manifests in the western part of the zone, especially, in the two marginal troughs, along the two volcanic arcs, but it covers the whole surface of the oceanic zone in the eastern part, where the ophiolites from the first stage are less developed.

The eruptions take place under submarine conditions, show an explosive and recurrent character and develop especially round some volcanic centres, giving rise especially to pyroclastics (S a v u , 1962 b, 1962 c). The volcanic materials associate with reef limestones and intercalate in Upper Jurassic-Lower Cretaceous flysch deposits represented by jaspers, red argillites, limestones and marly limestones rich in volcanic material.

In the third evolution stage the initial magmatism manifests only by spilite flows, intercalated in the Aptian-Albian flysch deposits from the eastern part of the Mureş zone. The $Sr^{87}/Sr^{86}$ ratio, which is of 0.7041 also indicates a simatic origin of some of these spilitic magmas.

## The Metamorphism of the Ophiolitic Rocks

The ophiolitic rocks as well as the other associated initial magmatites were not affected by regional metamorphism processes, but only by a hydrothermal metamorphism or autometamorphism. These processes were determined either by the initial magmatism activity, as in most regions, or by the latter activity and the Tertiary eruptions, as in the Mureş zone. Except some small differences, the effects are similar and, according to the parageneses forming in the basic rocks, they can be compared with the conditions of the regional metamorphic facies (S a v u, 1967).

The highest temperature solutions that acted at great depth, determined uralitization phenomena of the pyroxene, entailing actinolite and epidote (pistacite) formation as well as saussuritization phenomena of the plagioclase. These transformations that occurred at 400 — 500°C would belong to the epidote-amphibolitic facies. It is also now that the serpentinization of peridotites and the metamorphism of limestones from the upper part of the ophiolitic complex take place.

Albite-sericite-chlorite-calcite(-prehnite) rocks form at a lower temperature and at a smaller depth, usually with remnants of minerals from the primary mineralogical association, as in the above case. This paragenesis would correspond to the green schist facies.

Metamorphism processes belonging to the zeolitic facies are noticed in the Mureş zone, and more rarely in other zones. They are determined by the lowermost temperature solutions and manifest by zeolite deposi-

Institutul Geologic al României

tion on the fissures and in the rock vacuoles or by the feldspar zeolitization in the rock composition.

## Petrology and Geochemistry

The ophiolitic rocks and the initial magmatites from Romania, formed in the oceanic zones from the northern part of the Tethyan Sea, show a quite varied composition as compared to the rocks formed in

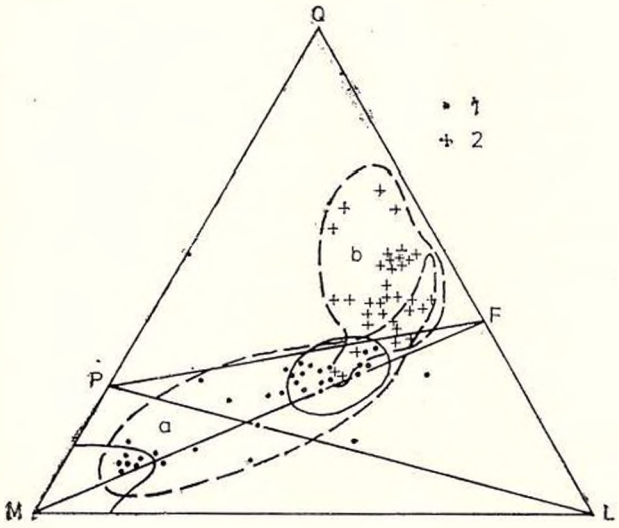



Fig. 4. — QLM diagram for the rocks from the Mureș zone.
1, ophiolitic rocks; 2, island arc volcanic rocks associated with the ophiolites; a, ophiolitic rocks field; b, island arc volcanics field.

the same period in the principal oceanic zone of this sea, which extended from the Alps through Turkey to the Himalaya.

As in some Carpathian oceanic zones the ophiolitic rocks intimately associate with the other initialites, such as the basic rocks of the island arc volcanism, their separation can be made only by detailed researches, taking into account the rock occurrence, the way of manifestation of the magmatism, the rock structure, the mineralogical and chemical compositions and especially the distribution of the inert trace elements.

The comparison of the chemical composition of the initial rocks from the Mureș zone with that of the ophiolites from the Alps, the Apennines and the Dinarides studied by Burri and Niggli (1945), shows that the magmatites from the first stage of the initial magmatism, that is the pre-oxfordian stage, represent typical ophiolites (Savu, 1962 d). The basaltic and gabbroic rocks are projected on the diagram on Figure 4, in the field of the basic ophiolites from the three mentioned classical regions. The peridotites and the rocks close to them in the Mureș zone shift towards the corner M of the diagram, towards the field of the ultramafic ophiolites from the three regions.

Institutul Geologic al României

The diabase-spilites from North Dobrogea (S a v u et al., 1980) and obviously other ophiolitic rocks from the Carpathians also lie in the field of basic ophiolites.

The island arc volcanics differ from the ophiolites. These rocks show a calc-alkaline character, such as those from the second and third stages in the Mureș zone, that formed under special subduction condi-

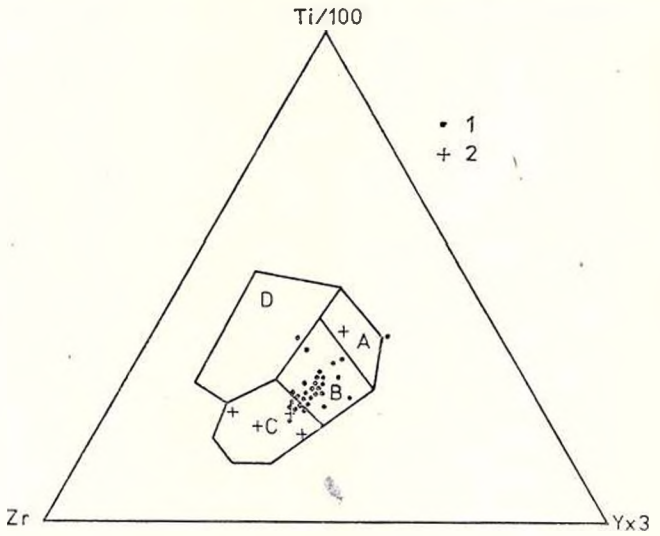



Fig. 5. — Ti—Y—Zr diagram for the rocks from the Mureș zone.
1, ophiolitic rocks, 2, island arc volcanic rocks associated with the ophiolites.

tions and contamination of the basaltic magma. These rocks move away from the field of the ophiolitic rocks, towards corner *Q* of the diagram (Fig. 4), indicating a gradual $SiO_2$ enrichment of magmas. They resemble the porphyries from Dobrogea, the andesitic, alkaline and acid rocks from the Perșani Mountains-Codlea-Făgăraș Mountains region and the acid and alkaline rocks from the spilite-keratophyre series from the Arjana zone of the Danubian Autochthonous.

The ophiolitic rocks formed in the first evolution stage of the initial magmatism in the Mureș zone show similar geochemical characteristics to those of the ocean floor basalts (S a v u et al., 1978 a) as results from Figure 5, drawn according to P e a r c e and C a n n (1973). The origin magma formed in the upper mantle and erupted in the ocean spreading stage, forming a ridge in its axial zone, that developed up to the Oxfordian, when the evolution sense changes, tending to close and ending with the Austrian movements. The ultramafic rocks and some spilites from the East Carpathians belong to the same category (S ă n d u l e s c u - R u s s o et al., in press[15]), while the serpentinites and diabases of the "melange" formation from the Severin nappe should be also attributed to this category.

[15] Quoted papers, point 6.

Institutul Geologic al României

Some differences are noticed in the diabase-spilites from North Dobrogea, which are distributed in the field of the basalts from the "withinplate" oceanic islands (Fig. 6), such as those from Hawaii (S a v u et al., 1980). Similar features are shown also by some spilitic rocks from the Wildflysch klippes of the East Carpathians [16]. H ö c k (1976) describes a similar situation in the Eastern Alps.

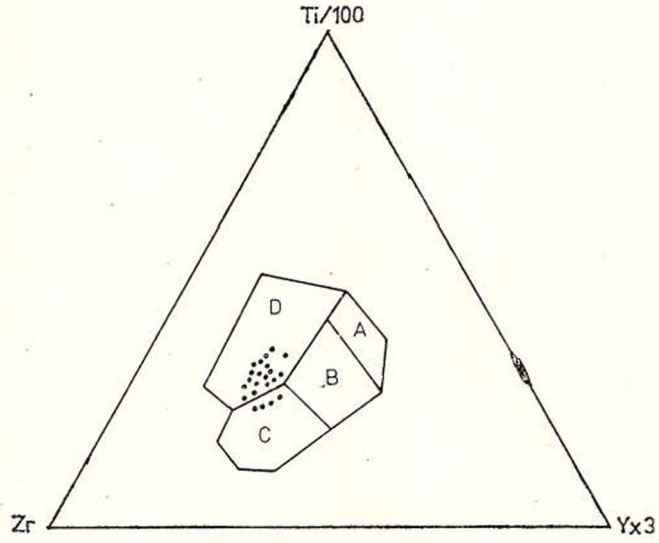



Fig. 6. — Ti—Y—Zr diagram for the Triassic diabase-spilites from North Dobrogea

The initial magmatites from the second and third stages from the Mureş zone obviously belong to the field of the volcanics from the island arcs, as shown by S a v u et al. (1978 a). The same peculiarities are to be found also in some rocks from the klippes of the East Carpathians as well as in other similar magmatites from the Carpathian chains.

We note that the allochthonous rocks from the Rarău-Hăghimaş syncline resulted from the two oceanic zones, the Triassic one and the Jurassic-Neocomian one, where ocean floor basalts and spilites, "withinplate" oceanic island basalts and spilites, like those from North Dobrogea as well as island arc volcanics were found.

## Metallogenesis

The useful mineral substances associated with the ophiolitic rocks and the Alpine initialites are represented by low vanadium titanomagnetite concentrations in gabbros (Fig. 2) and sulfides with the pyrite-chalcopyrite (-hematite) paragenesis in stockwork type structures from the South Apuseni (S a v u , 1972).

[16] S ă n d u l e s c u - R u s s o et al., quoted papers, point 6.

Institutul Geologic al României

Chalcopyrite, pyrite and magnetite hydrothermal mineralizations formed in connection with the Almăşel gabbro body. Cyprus type stratiform copper mineralizations formed in the South Carpathians at Baia de Aramă.

The calc-alkaline and alkaline magmatites from the pre-orogen island arc from the Mureş zone (the Apuseni Mountains) are associated with manganese oxides in the red argillites and radiolarites from the Pîrneşti-Şoimuş-Buceava district and the Pb, Zn and Cu mineralizations from the Vorţa region, while the Upper Triassic quartz porphyries (rhyolites) from North Dobrogea, situated in front of the ophiolitic suture, are connected with barite concentrations with which Cu, Pb and Zn sulfides associate.

## Conclusions

The following main conclusions arise from this paper.

The ophiolites and the other initialites from Romania are found in various states : 1) in autochthonous position, like those in the Mureş zone, where some overthrusts appear only in the marginal parts, the other ophiolites being affected only by folding processes ; 2) in overthrust nappes, as in the East Carpathians and especially in the South Carpathians, where the melange formation is also found ; 3) in klippes included in Wildflysch as in the East Carpathians ; 4) obducted, as in North Dobrogea.

Unlike the classic Alps-Himalaya oceanic zone, the initial pre-orogen magmatism from the narrow oceanic zones, formed between the microplates from the northern part of the Tethyan Sea, provided especially effusive rocks and, to a lower degree, intrusive rocks.

The layered structures of the small bodies of gabbroic and ultramafic rocks, as well as the contact metamorphism determined by some of these bodies on the basaltic complex in which they are hosted, are peremptory arguments that these bodies do not represent fragments removed from the upper mantle and tectonically thrown or pushed in the basaltic complex, as some geologists would think, but they are intrusions of tholeiitic magma coming from the mantle, that differentiated "in situ".

The classic layered structures of the complexes of ophiolitic rocks from Greece and Cyprus was not pointed out in any of the Carpathian zones, which indicates that the three members of an ophiolitic sequence (peridotite-gabbro-basalt) may be found not only in superposition but also in intrusion relations (Mureş zone).

The oceanic zones in the north of the Tethyan Sea differ from the classic zones by the low amount of ultramafic rocks and the presence of the volcanics formed in zones of pre-orogen (submarine) island arcs, that lack in the classic zones. In the Mureş zone we even witness the transition from the stage of a zone with ocean floor ophiolites to the stage of an island arc volcanic zone.

Institutul Geologic al României

The magmatic activity took place in oceanic zones with simatic floor, as in the Severin trough and a part of the East Carpathians, or with partly simatic and partly sialic floor, as in the Mureș zone.

Most of the ophiolitic rocks show characters of ocean floor basalts; only the diabase-spilites from North Dobrogea and some of the klippes from the East Carpathians, probably of the same age, are "withinplate" oceanic island magmatites. The other initialites, which are present in small amounts, associate with the ophiolites in all the Carpathian zones; they are island arc volcanics, show characters of calc-alkaline and alkaline rocks and form in the same time interval of the Alpine oceanic zones, in which, only ophiolitic rocks form in the classic zones.

The general conclusion is that in the oceanic zones from the Tethyan Sea, the ophiolites — ocean floor or ocean plate formations — show various situations depending on the structure and the particular evolution conditions of those zones; in other words, there are ophiolites and ophiolites as there are "granites and granites".

## REFERENCES


Auboin J. (1965) Geosylclines, Elsevier Press, p. 1—335, Amsterdam.

Bleahu M. (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D.S. Inst. geol.*, LX/5 (1972—1973), 5—25, București.

Brongniart A. (1813) Essai d'une classification mineralogique des roches mélangées. *Jour. Mines*, XXXIV, Paris.

Brunn J. H. (1956) Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédonie Occidentale. *Ann. Géol.*, Pays Hellen. A, 7, 1—358, Athens.

Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zürich.

Cioflica G., Savu H. (1962) Neue Beiträge zur Kenntnis der Bildungs möglichkeiten der Titanomagnetite im Drocea-Gebirge. *Rev. Géol. Géogr.*, Edit. Acad. R.P.R., 123—137, București.

— Savu H. (1963) La stratification rythmique du dyke de gabbro d'Almaș-Sălișteă (Monts Drocea). *Rev. Géol. Géogr.*, VII, 1, 71—83, București.

— Patrulius D., Ionescu Jeana, Udubașa G. (1965) Ofiolitele alohtone triasice din Munții Perșani. *Stud. cerc, geol., geofiz., geogr. (Geol.)*, 10, 1, 161—182, București.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, 1—74, București.

— Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor C.-Carpații Meridionali. Asoc. geol. carp. balc. (Congr. V, 1961), 1—126, București.

Coleman R. G. (1977) Emplacement and metamoprhism of ophiolites. In : High Pressure-Low Temperature Metamorphism of the Oceanic and Continental Crust in the Western Alps, 3—32, Torino.


Institutul Geologic al României

Dewey H., Flett J. S. (1911) On British Pillow Lava and the Rocks Associated with Them. *Geol. Mag.*, 8, 202—248, Cambridge.

Dimitrievič M. D., Dimitrievič M. N. (1973) Olistostrome Mélange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic Plate Tectonics. *Jour. Geol.*, 81, 328—340, Chicago.

Ghika-Budeşti St. (1932) Études géologiques et petrographiques dans les Munţii Lotrului (Carpathes Méridionales — Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, 5—68, Bucureşti.

Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munţii Apuseni). Asoc. geol. carp. balc. (Congr. V, 1961), II, 31—44, Bucureşti.

— Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of Tectonomagmatic pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, 221—234, Budapest.

Herz N., Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1429—1440, Colorado.

— Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium Isotope Composition of Ophiolitic and Related Rocks. Drocea Mountains, Romania, *Bull. Volc.*, XXXVIII—4, 1110—1124, Napoli.

Höck V. (1976) 2. Teilbericht. Die Bedeutung der basischen Metavulkanite für Metamorphose und Baugeschichte der mittleren hohen Tauern. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. 3. Ber. 26—35, Wien.

Kräutner Th. (1931) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, 1—63, Bucureşti.

Macovei G., Atanasiu I. (1933) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, 63—280, Bucureşti.

Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive, mezozoice, din regiunea Poiana Mărului-Şinca Nouă. *An. Com. Geol.*, XXIX, 5—75, Bucureşti.

— Vilceanu P. (1963) Beiträge zum Studium der Effusivgesteine des Codlea-Beckens. Asoc. Geol. Carp. Balk. (Congr. V, 1961), II, 119—122, Bucureşti.

Mitchell A. H., Bell J. D. (1973) Island-arc Evolution and Related Mineral Deposits. *Jour. Géol.*, 81, 381—405, Chicago.

Moores E. M. (1969) Petrology and Structures of the Vourinos Ophiolite Complex, Northern Greece. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.*, 118, 73 p., Colorado.

Murgeanu G., Patrulius D. (1959) Flişul cretacic din regiunea pasului Predeluş. *Stud. cercet. geol.*, IV, 1, 25—35, Bucureşti.

— Patrulius D. (1960) Les formations mésozoiques des Carpates Roumaines et de leur avantpays. *Annal. Inst. Publ. Hung.*, XLIX, 1, Budapest.

Mutihac V. (1964) Stratigrafia şi structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între Valea Motrului şi Valea Jiului). *D.S. Com. Geol.*, L/2, 277—308, Bucureşti.

— (1965) Consideraţii asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geol.)*, 10, 1, 247—252, Bucureşti.

Năstăseanu S. (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. geol. geofiz.*, LIV, Bucureşti.

Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des monts Cimpii (Carpathes Méridionales). *An Inst. Geol. Roum.*, XVIII, 173—280, Bucureşti.

Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice şi pînza de decolare transilvană din împrejurimile Comanei. *An. Com. Geol.*, XXXV, 397—414, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Pavelescu Maria, Pavelescu L. (1965) Contributions à l'étude des roches ophiolitiques de la zone de Monts Lotru et Parîng (Carpathes Méridionales). Carp.-Balk. Géol-Assoc., VII Congr., Rapports, III, Sofia.

Pearce J. A., Cann J. R. (1973) Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analyses. *Earth a. Planetary Sci Let.*, 19, 290—300, Amsterdam.

Pitulea G., Mușat Al. (1965) Notă asupra unei iviri de roci gabroice în regiunea Pojorîta-Valea Putnei (Carpații Orientali). *D.S. Com. Geol.*, LI/1, 151—157, București.

Rădulescu D. P,. Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155—161, Amsterdam.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV, II, 5—72, București.

Savu H. (1962 a) Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului. *D.S. Com. Geol.*, XLV, 59—69, București.

— (1962b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pîrnești din Masivul Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLIV, 137—158, București.

— (1962c) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare-creatacic inferioare din Munții Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLVII, 199—218, București.

— (1962d) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, 211—248, București.

— (1967) Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, (1—3), 59—70, Budapest.

— (1968) Considerations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoiques de Roumanie. *An. Com. Géol.*, XXXVI, 143—175, București.

— (1972) Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din Munții Drocea. *D.S. Inst. geol.*, LVIII, 2, 93—119, București.

— (1976) Considerations on Display Conditions and Evolution of the Alpine Ophiolitic Magmatism of the Mobile Mureș Zone (Apuseni Mountains.) *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géol.*, 20, 1, 67—75, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă a evoluției magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Inst. geol.*, LVI/1, 219—252, București.

— Schuster A. C. (1971) Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbav (Munții Făgăraș). *D.S. Inst. geol.*, LVII/1, 89—114, București.

— Udrescu Constanța (1973) Geotectonic Evolution of the Mureș Zone and the Distribution of Trace Elemets in Its Ophiolitic Rocks. International Symposium on Volcanism and Associated Metallogenesis, Bucharest, Abstracts, 182—183.

— Nicolae I. (1975) Evolution of Ophiolitic Vulcanism in the Vorța Region and Its Position in the Mureș Zone Tectogenesis (Apuseni Mountains). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, XLI//5, 179—196, București.

— Maier O., Vasilica Neacșu, Udrescu Constanța (1977) Petrografia și geneza corpului de roci ultrabazice de la Cuca-Munții Semenic. *D.S. Inst. geol., geofiz.*, LXIII/1, 113—130, București.

— Berbeleac I., Călinescu Erna, Florescu Rodica, Zămircă Alla (1978a) Structure and Origin of Bunești Gabbroic Body (Metaliferi Mountains). *D.S. Inst. geol geofiz.*, LXIV/1, 173—191, București.

Institutul Geologic al României

— Năstăseanu S., Lupu M., Nicolae I. (1978b) Ophiolites and Sedimentary Formations in South Apuseni and Southern Carpathians. *Guidebook for the Field Works of the 2.1. and 2.2. Groups*, Publ. I.G.G., 1—43, Bucharest.

— Constanța Udrescu, Vasilica Neacșu (1980) Structural, Petrologic, Geochimic and Genetic Study of the Ophiolites in Niculițel Zone (North Dobrogea). *D.S. Inst. geol., geofiz.*, LXV/1, București.

Savul M. (1931) Erupțiunile de diabaze din nordul Dobrogei *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, 231—255, București.

Săndulescu M. (1976a) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al Văii Moldovei. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, 149—176, București.

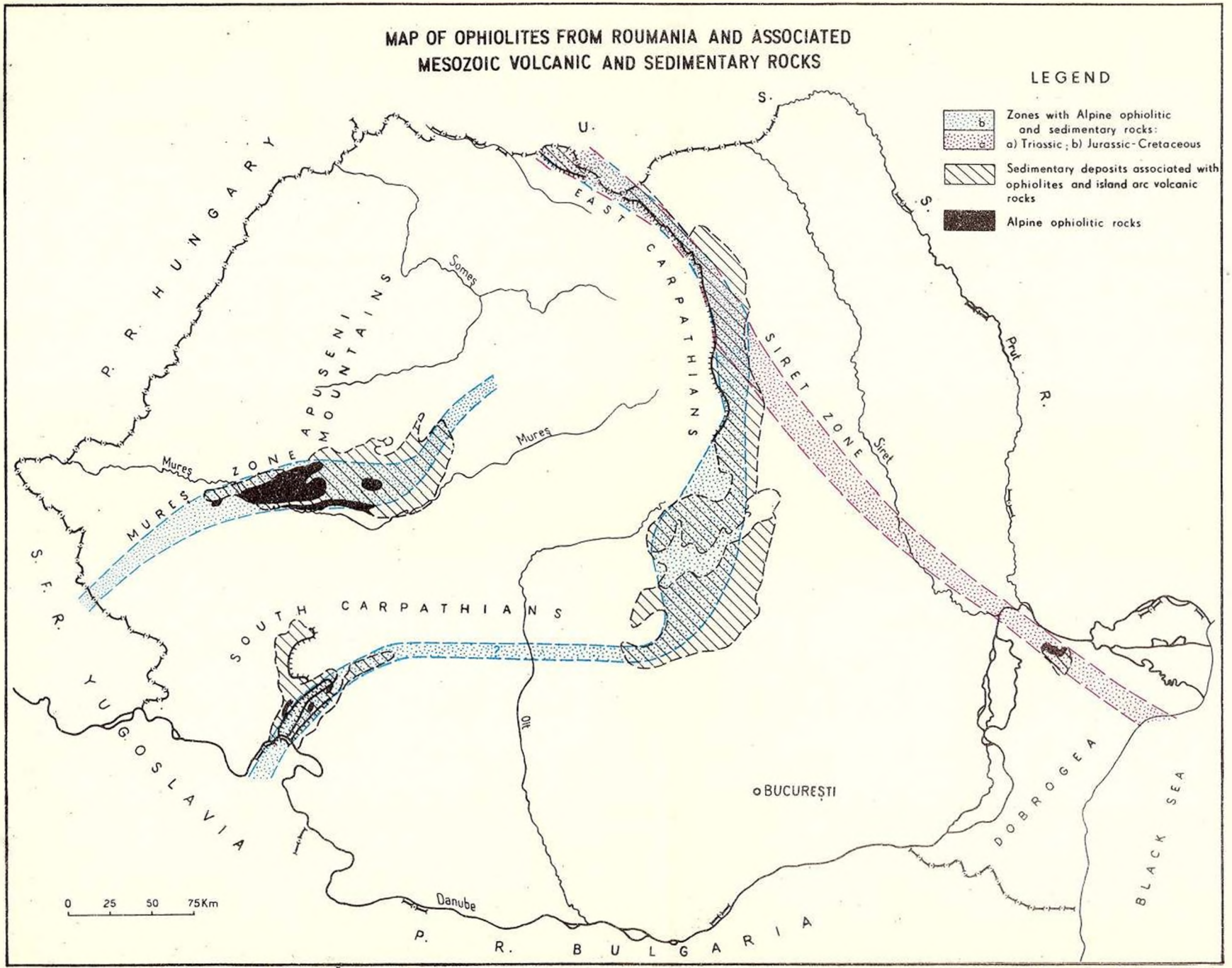
(1976b) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.*, (7), XVII, 299—358, Paris.

Steinmann G. (1927) Die Ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *C.R. 14 Congr. Géol. Intern.* (1926), Madrid.

Stille H. (1940) Einführung in den Bau Amerikas. Berlin.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României






Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

Project 39: Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

# ALPINE OPHIOLITES OF ROMANIA: TECTONIC SETTING, MAGMATISM AND METALLOGENESIS[1]

BY

GRAȚIAN CIOFLICA[2], MARCEL LUPU[3], IONEL NICOLAE[3], ȘERBAN VLAD[3]

*Ophiolites. Alpine tectonics. Magmatism and metallogenesis. Tholeiitic magma. Ocean floor expansion. Subduction; Romania.*

## Sommaire

Ophiolites alpines de Roumanie: cadre tectonique, magmatisme et métallogenèse. L'essai de systématiser les ophiolites alpines de Roumanie par rapport aux cadres tectoniques encaissants a mis en évidence les suivantes particularités:

— Les ophiolites liées à la riftogenèse avortée occurrent dans le bassin ensialique de début des Monts Apuseni du Nord et dans l'aulacogène de la Dobrogea du Nord; la métallogenèse est limitée aux modiques ségrégations magmatiques de Fe—Ti de la Dobrogea du Nord.

— Les ophiolites liées aux zones d'expansion se trouvent dans le soubassement de la Dépression de Transylvanie, dans les nappes de Hăghimaș-Rarău et Perșani et dans les nappes du Flysch noir, Ceahlău et Severin confinées à la périphérie d'un paléobassin des Carpathes externes. La métallogenèse est assignée aux occurrences de type Cypre localisées dans la nappe de Severin.

— Les ophiolites liées aux zones de subduction sont représentées par les associations d'arc insulaire et de bassin marginal actifs des Monts Apuseni du Sud et la métallogenèse associée par les segrégations magmatiques de Fe—Ti—V, les minéralisations de Cu ou de Zn—Pb—Cu attribuées probablement aux types Cypre et respectivement Kuroko, ainsi que les minéralisations volcano-sédimentaires de Mn.

[1] Paper received on April 7, 1980 and accepted for publication on April 17, 1980.

[2] Facultatea de geologie și geografie, București.

[3] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

The significance of the ophiolites was differently interpreted by various geologists. It is however likely that ophiolites represent the consanguineous association of basic and ultrabasic rocks and their differentiation products with autochthonous and/or allochthonous position related to various tectonic settings (that is ocean-floor spreading zones, but also short-lived rifts, immature island arcs, active marginal basins and ocean islands). The present paper attempts to review the occurrences of the Alpine ophiolites of Romania in connection with the different tectonic settings which controlled their formation and emplacement.

## I. Ophiolite Occurrences

The Alpine ophiolites of Romania occur in the Carpathians and in the North Dobrogea orogenic system (Fig. 1).

The Carpathian ophiolites are found in the East Carpathians, the South Carpathians and the Apuseni Mountains in association with sedimentary formations of Upper Permian-Lower Cretaceous age. The East Carpathian ophiolites are related to the following units : a) the Hăghimaş-Rarău and Perşani Nappes that belong to the Transylvanian Nappe system of Middle Cretaceous deformation; b) the Black Flysch and Ceahlău Nappes that belong to the Upper Flysch Nappes of Late Cretaceous deformation. The South Carpathian ophiolites are related to the Getic and Severin Nappes and the Danubian Autochthon that underwent Middle and especially Upper Cretaceous deformations. In the North Apuseni Mountains the ophiolites are associated with rhyolites and Permian sedimentary rocks of the Moma and Dieva Nappes, which resulted during Pre-Gosau deformations. Finally the South Apuseni Mountains area is characterized by widespread Jurassic-Lower Cretaceous ophiolites in connection with various tectonic units involved in Middle and especially Late Cretaceous deformations.

Beyond the Carpathian region, Middle Triassic ophiolites are found in intimate connection with rhyolites and sedimentary rocks of the Tulcea Zone that belong to the North Dobrogea orogenic system involved lately in Kimmerian deformations.

## II. Ophiolite Systems

The Alpine ophiolitic magmatism was controlled by various geological and tectonic settings which exhibit different stages of evolution. Thus, the unevoluated tectonic setting represented by short-lived rift systems yielded a bimodal (ophiolitic and rhyolitic) magmatism (Fig. 2). All the more, the evoluated tectonic setting (Fig. 3) gave rise to ophiolites in close connection with ocean floor spreading zones (tholeiites and alkaline differentiation products) or subduction zones (tholeiite to calc-alkaline products and final alkaline trending products) of islandic arc type and spilites of active marginal basin type; taking into account

Institutul Geologic al României

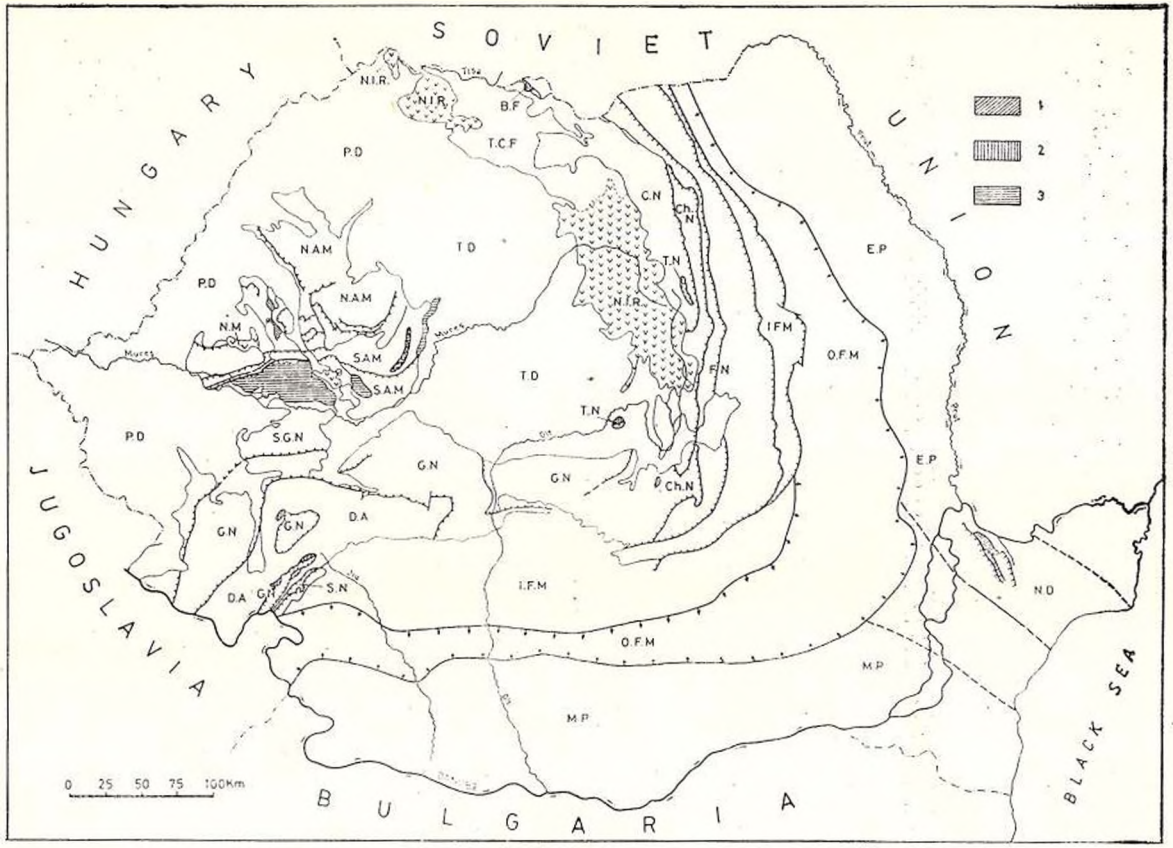



Fig. 1. — Distribution of the ophiolites in Romania.

1, short-lived rift related ophiolites; 2, ocean-floor spreading related ophiolites; 3, subduction related ophiolites; NIR, Neogene igneous rocks; TCF, Transcarpathian flysch; CN, Central East Carpathian Nappes; BF, Black Flysch Nappe; ChN, Ceahlău Nappe; FN, Flysch Nappe; IFM, inner flank of molasse; OFM, outer flank of molasse; SGN, Supragetic Nappe; GN, Getic Nappe; SN, Severin Nappe; DA, Danubian Autochthon; SAM, South Apuseni Mountains; TD, Transylvanian Depression; PD, Pannonian Depression; ND, North Dobrogea orogenic system; EP, East European Platform; MP, Moesian Platform.

Institutul Geologic al României

their formation and tectonic emplacement, the subduction related ophiolites are actually much wider developed than the ocean floor spreading related ophiolites.

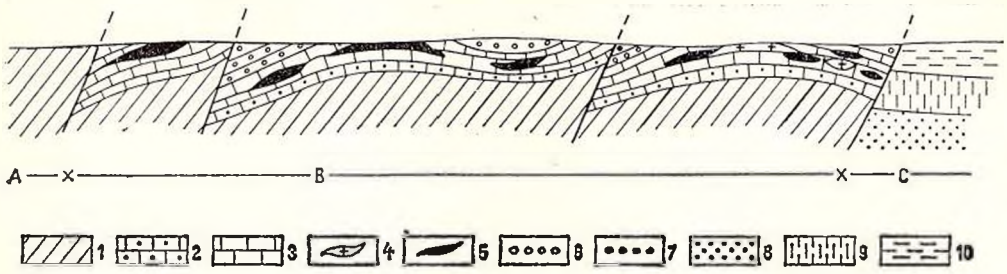



Fig. 2. — Cross-section through the Tulcea Zone aulacogen (geological data according to Patrulius et al., 1974, unpublished data).

1, Hercynian folded area; 2, Lower Triassic; 3, Middle Triassic; 4, Triassic rhyolites; 5, Triassic ophiolites; 6, Upper Triassic; 7, Lower Jurassic; 8, Lower-Upper Jurassic; 9, Cretaceous; 10, Tertiary; A, Măcin Zone; B, Tulcea Zone; C, Pre-Dobrogean Depression.

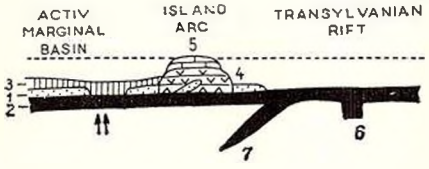



Fig. 3. — Hypothetical cross-section through the South Apuseni Mountains during Barremian times.

1, continental crust type; 2, oceanic crust type; 3, Feneș Beds associated with the spilitic complex; 4, island arc ophiolites (tholeiitic-prevailing complex and calc-alkalic-prevailing complex); 5, Stramberg limestones; 6, ocean-floor spreading zone; 7, inactive subduction zone.

### A. *Ophiolites Related to Unevoluated Tectonic Settings*

The unevoluated tectonic setting is represented by different development stages of short-lived rifting system, that is definitely the Post-Hercynian-Permian incipient ensialic basin of the Codru-Moma Mountains (North Apuseni Mountains) and the Triassic-Lower Jurassic aulacogen of the Tulcea Zone (North Dobrogea). Both settings are characterized by the following features:

— epicontinental sedimentation consisting of red detrial rocks in the Codru-Moma Mountains and mainly rocks of carbonate platform type in the Tulcea Zone;

— bimodal magmatism that is ophiolitic (basaltic or spilitic) and rhyolitic association;

— syn-diagenetic and/or epigenetic ore deposition. It is noteworthy that ophiolites lack commonly metallogenetic importance and epigenetic occurrences are confined to rhyolites.

Institutul Geologic al României

In the Codru-Moma Mountains the ophiolites are found in the Moma and Dieva Nappes. These units belong to the North Apusenides orogen resulted prevailingly during Pre-Gosau deformations (I a n o v i c i et al., 1976). The most significant occurrences of Permian detrital rocks, bimodal magmatism and metallogenesis are connected with the Moma Nappe. The rifting was restricted to the graben stage, when mantle upwelling gave rise to a crustal graben filled with red detrital sediments; the basalt-rhyolite volcanicity is characteristic of incipient ensialic basins and the metallogenesis is commonly of cupriferous type (V l a d et al., 1980, unpublished data[4]).

The detrital Permian rocks consist of basal "laminated conglomerate formation", followed by "vermicular sandstone formation" and upper coarse to fine-grained clastic sediments that contain in places acidic and basic volcanics (I a n o v i c i et al., 1976). The Permian ophiolites exhibit a well-marked spilitic character, with various (hyalo-ophitic, intergranular, even subophitic) textures; small spilitic dolerite bodies are sporadically found, too. Rhyolite-spilite interbeddings are noticed in places. The ore deposition is prevailingly cupriferous: Cu stockworks occur within rhyolites at Rănușa and strata-bound Cu infiltration type ores are located in Upper Permian conglomerates and sandstones at Zimbru; Ba vein mineralization is confined to the contact between ophiolites and detrital sediments at Rănușa (V l a d et al., 1980, unpublished data[5]).

The restricted evolution of the Permian basin was marked by the accomplishment of the magmatic activity at the end of the Permian times. Hence, the significant Alpine evolution of geosyncline type that started during the Early Triassic with carbonate platform sedimentation cannot be inferred from a possible long-lived evolution of the Permian incipient ensialic basin.

The North Dobrogea orogenic system resulted during Paleozoic and Kimmerian deformation events. It is bordered by two major Hercynian structures, that is the Scythian Platform in north and the Moesian Platform and contains the Măcin Zone and the Tulcea Zone. The evolution of the Tulcea Zone corresponds to the genetic model of an aulacogen (V l a d, 1978), comprising the graben-downwarping stages during Triassic times, and the compressional-post geosynclinal stages during Jurassic and probably Early Cretaceous times. The Tulcea Zone proceeded on to Crimeea and the Great Caucasus (M u r g o c i, 1914) connecting the north of the Moesian Platform and the Pontian Massif with the Tethys.

Reactivization of WNW—ESE Hercynian fractures during the graben stages controlled the development of a shallow marine environment wherein mainly carbonatic sedimentation, bimodal basaltic-rhyolitic magmatism and Fe infiltration skarn and Alpine type Zn-Pb-barite ore deposition did occur (V l a d, 1978). The sedimentation shows similarities toward European Alpine facies with certain fauna influences of the Indo-Pacific Province; conglomerates, sandstones, clays followed by

[4, 5] Arch. I.G.G., Bucharest.

Institutul Geologic al României

calc-schists occurred during Early Triassic, whereas bioclastic limestones dolostones, micritic limestones, marly limestones and calcarenites characterized the Middle Triassic carbonate platform sedimentation; the Upper Triassic contains limestones and sandstones (P a t r u l i u s et al., 1974, unpublished data[6]). The mainly carbonatic sedimentation is accompanied by ophiolitic and rhyolitic magmatism and metallogenesis that acted commonly during Ladinian times. The ophiolites represented by spilites, basalt flows, dolerites and sporadic gabbroic bodies developed along WNW—ESE and NW—SE lineations and show mutual age relations with the rhyolites. The Alpine type Pb-Zn-barite mineralization (V l a d , 1978) is found along a WNW—ESE alignment that only partly coincides with the northern ophiolitic and rhyolitic lineation: syn-diagenetic mineralization produced barite strata-bound deposits lithologically controlled by Ladinian limestones (Cortelu, Bechir, Dealul Carierii), whereas epigenetic mineralization gave rise to tectonically controlled galena+sphalerite ±barite, fluorite deposits as veins in limestones (e.g. Trifan, Dobrișani, Bechir, Malcoci, Bogza) and stockworks in rhyolites (Cortelu). Concurrent hematite skarn ores of infiltration type are controlled by the Luncaviţa-Consul line and restricted titanomagnetite segregations are connected with the ophiolites.

The compressional stage took place during Jurassic and probably Early Cretaceous times; Kimmerian deformations yielded high-angle overthrusting from SW toward NE and mild folding of the Triassic cover as synclines and anticlines. The marine deposition history of the Tulcea Zone is achieved by Jurassic detrital sedimentation filling the synclines; transcurrent movements might separate at that time the Tulcea Zone from a presumed northern part of the aulacogen.

Short-lived rifting related ophiolites from the Codru-Moma Mountains and Tulcea Zone were geochemically investigated. The resulting data[7] were plotted in P e a r c e and C a n n (1973) and P e a r c e and G a l e (1976) diagrams and promoted apparent contradictions that are discussed below. Thus, using the Zr/Y — Ti/Y diagram (Fig. 4) the plots are found in the margin-plate basalts field. Major plots in the Ti-Zr diagram (Fig. 5) are located beyond the field established by P e a r c e and C a n n (1973); this anomaly is given by higher Zr values of both the Codru-Moma Mountains and the Tulcea Zone ophiolites and somehow higher Ti values of the Tulcea Zone ophiolites. The high Zr contents that commonly range between 200 and 600 ppm suggest a significant sialic contamination; ophiolites of the Codru-Moma Mountains show increased sialic contamination that is thicker sialic crust, but restricted evolution ($\overline{X}$ Zr = 360 ppm) as compared with those of the Tulcea Zone ($\overline{X}$ Zr = 245 ppm). Major plots of the Codru-Moma Mountains ophiolites are related to the low-potassium tholeiites field assigned to

[6] Arch. I.G.G., Bucharest.

[7] According to S a v u et al. (1980, in press) for the Tulcea Zone and S t a n et al. (1980, in press) for the Codru-Moma Mountains.

Institutul Geologic al României

island arcs and major plots of the Tulcea Zone to the ocean island basalts and continental basalts fields of the Ti/100 — Zr — 3Y diagram (Fig. 6). Analyses of the Codru-Moma Mountains ophiolites show rather constant Ti values with respect to ocean-floor basalts and increased Zr values due to sialic contamination; thus, the plots cluster in the field C closer to the Zr corner. On the other hand, analyses of the Tulcea

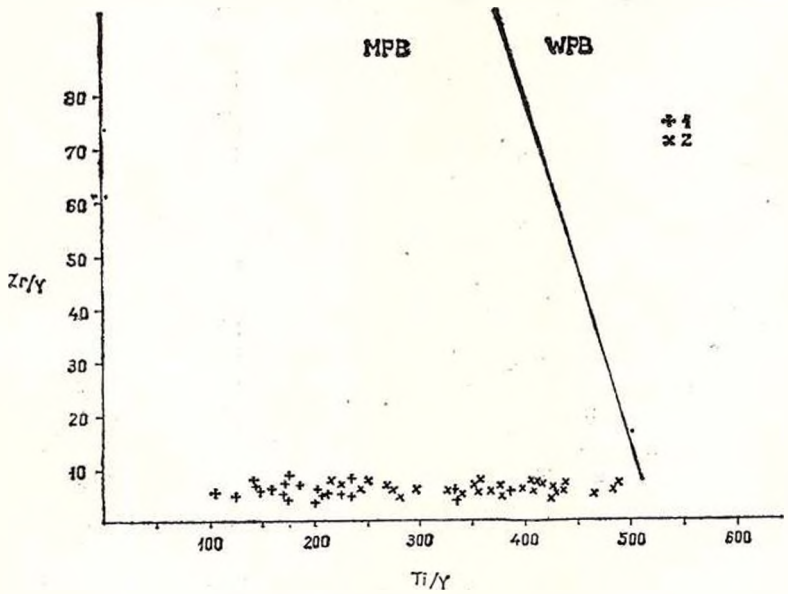



Fig. 4. — Zr/Y — Ti/Y diagram.

1, Codru-Moma ophiolites; 2, Tulcea Zone ophiolites; MPB, field of the plate margin basalts; WPB, field of the within plate basalts.

Zone ophiolites that exhibit higher Zr and Ti contents than those of the ocean-floor basalts are plotted in the field D, suggesting rather the sialic influence than the affiliation to within-plate basalts (see Fig. 4). The Ti-Cr diagram (Fig. 7) indicates a homogeneous distribution of the plots on both of the low-potassium tholeiites (LKT)-ocean-floor basalts (OFB) line for the Codru-Moma Mountains ophiolites, whereas the Tulcea Zone ophiolities exhibit affinities toward the ocean-floor basalts field; accordingly it seems likely that the Codru-Moma Mountains ophiolites occurred in connection with a less evoluated rifting as compared with the North Dobrogea rifting, confirming similar above-mentioned statements.

Thus, the apparent contradiction provided by short-lived rift ophiolite analyses are, however, to be explained by the differentiate evolution and the various sialic thickness that altered the characteristics of the primary magmas.

Institutul Geologic al României

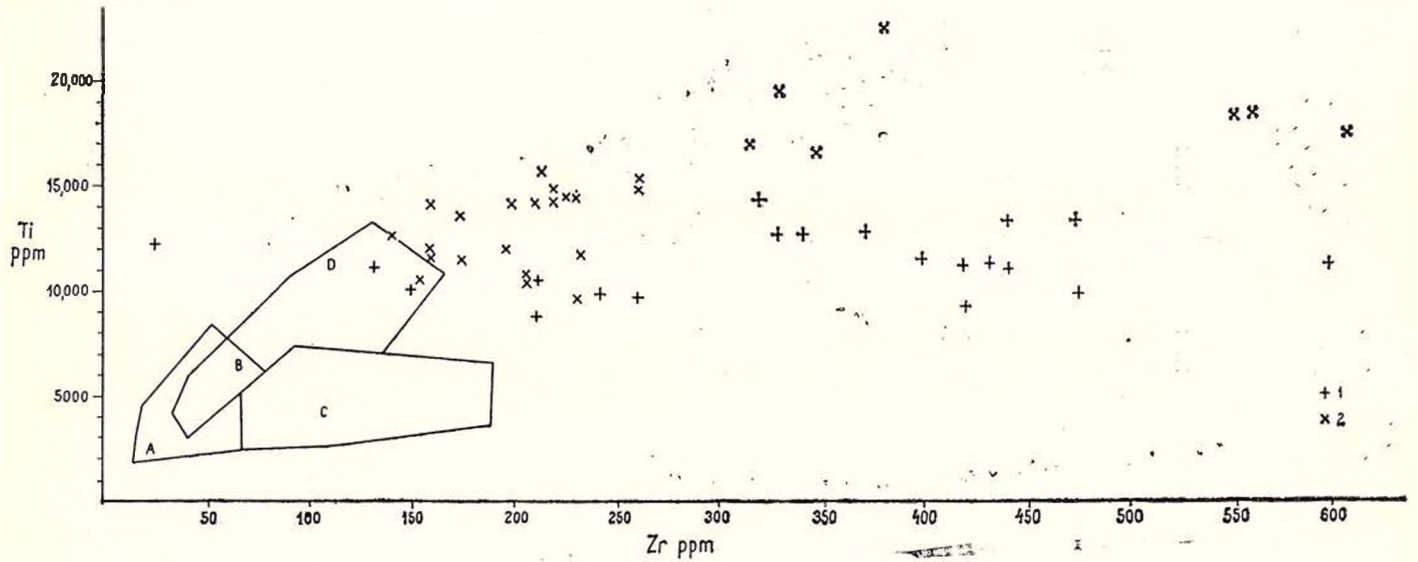



Fig. 5. — Ti-Zr diagram.

1, Codru-Moma ophiolites; 2, Tulcea Zone ophiolites; field A, low-potassium tholeiite; field B, ocean-floor basalts, low-potassium tholeiites or calc-alkalic basalts; field C, calc-alkalic basalts; field D, ocean-floor basalts.

Institutul Geologic al României

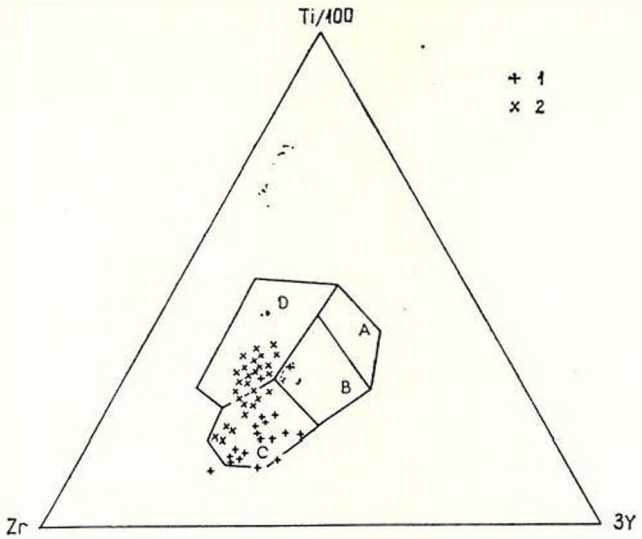



Fig. 6. — Ti/100 — Zr — 3Y diagram.

1, Codru-Moma ophiolites; 2, Tulcea Zone ophiolites; field A, low-potassium tholeiites; field B, ocean-floor basalts; field C, calc-alkalic basalts; field D, ocean islands or continental basalts.

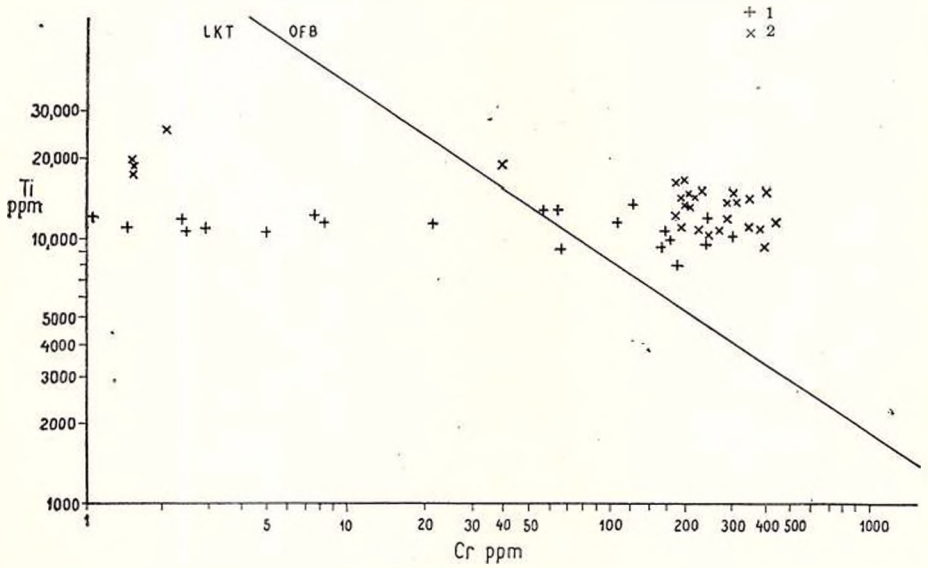



Fig. 7. — Ti-Cr diagram.

1, Codru-Moma ophiolites; 2. Tulcea Zone ophiolites; LKT, low-potassium tholeiites; OFB, ocean-floor basalts.

Institutul Geologic al României

B. *Ophiolites Related to Evoluated Tectonic Settings*

*Ocean-Floor Spreading Related Ophiolites.* The ophiolites of the East Carpathians and the South Carpathians and the basement of the Transylvanian Depression were considered of ocean floor type (Rădulescu, Săndulescu, 1973). They were formed during the restricted spreading of distinct Carpathian basins and obducted in places during subsequent deformations.

According to drilling evidences and geophysical interpretations (Săndulescu, Visarion, 1979), the western part of the Transylvanian Basin basement contains ophiolites that would represent the relict of an intra-Carpathian basin with oceanic crust. On the other hand, the Hăghimaș-Codru Nappe and the Perșani Nappe of the East Carpathians that were emplaced during Middle Cretaceous deformations comprise obducted ophiolites belonging to the above-mentioned basin. The ophiolites of the Hăghimaș-Rarău Nappe are characterized by various rocks: peridotite, gabbro, basaltic flows with pillow structure, in places, pyroclastics (Russo-Săndulescu et al., 1979[8]). They occur as olistholites in the Lower Cretaceous wildflysch or in association with tectonic klippen of the Transylvanian Nappes. The Perșani Nappes contain ophiolitic rocks of various kinds, that is serpentinite, gabbro, dolerite, basalt, andesite and alkaline differentiation products (bostonite, trachyte) in close spatial connection with Triassic limestones; both occurrences are restricted to the Lower Cretaceous wildflysch (Patrulius, 1963; Cioflica et al., 1965; Patrulius et al., 1966). Up to now, there is no available information about metallogenesis related to the Transylvanian Depression ophiolites; anyhow, it seems that they lack economic importance.

The ophiolitic occurrences related to innermost Flysch Nappes, that is the Black Flysch and the Ceahlău Nappes emplaced during Middle and Upper Cretaceous deformations, seem to belong to the margin of an elongated paleobasin with oceanic crust located in the East Carpathians. The significant compression underwent during Cretaceous times is probably responsible for the almost complete consumption of its oceanic crust. In the Black Flysch the ophiolites are represented by basaltic and doleritic spilites (Bleahu, 1962) intimately connected with Middle and Upper Jurassic fine-grained flysch sediments or Uppermost Jurassic-Early Cretaceous micritic limestones. In the Ceahlău Nappe ophiolites of basaltic type are associated with shales and micrites (Azuga beds) from the lower part of the Sinaia flysch formation (Uppermost Tithonian-Berriasian). These ophiolites lack metallogenic importance.

The same basin that acted somewhere between the South Carpathians and the Moesian Platform gave rise to ophiolites related to the Severin Nappe, that is approximately the South Carpathian equivalent of the Ceahlău Nappe. The ophiolites of the Severin Nappe consist of basaltic flows and pyro-

[8] Arch. I.G.G., Bucharest.

Institutul Geologic al României

clastics associated with Lower Sinaia beds and are tectonically emplaced between the Getic Nappe and the Danubian Autochthon (Presacina Zone). These ophiolite occurrences as well as the Flysch Nappes related ophiolite are to be interpreted as remnants of the marginal areas of this basin. The intensive Upper Cretaceous compression promoted a significant displacement of the Severin Unit which is completely migrated from its root zone; nevertheless the tectonic superposition of two sialic blocks (that is Getic and Danubian Units) provides evidences that collision was reached. Major serpentinite blocks located above the Danubian wild-flysch represent therefore protrusion effects. The ophiolite related metallogenesis is of Cyprus type and comprises Cu-pyrite massive and stockwork ore at Baia de Aramă.

*Subduction Related Ophiolites*. The widest developed ophiolitic zone of the Carpathians occurs in the South Apuseni Mountains. They are related to a complex architecture promoted by strongly compressed structural units that exhibit northward verging thrusts and overthrusts (Lupu, 1975). In fact, the South Apuseni Mountains represent polyphasic tectonic system consequent to pulsatory copressions provided by Cretaceous deformation events; it is also worth mentioning that the great variety of sedimentary facies related to the ophiolite formation reflects the complicate paleotectonic background of the area. Up to the present the oldest sedimentary rocks associated with ophiolites are of Oxfordian age although absolute age determinations (Herz, Savu, 1974) indicate 180 m.y. for the earliest ophiolites. Upper Jurassic carbonate formations (that is massive limestones of Stramberg type and Aptychus eupelagic limestones) overlie or interfinger the ophiolites. Within the Criş, Vulcan, Căpîlnaş, Techereu and Beledeu units (Lupu, 1976) the transition between the ophiolite and the sedimentary rocks is characterized by the following features: pillow lavas — tuffs — jaspers — micritic limestones — massive limestones; lavas ± tuffs — cherty limestones — massive limestones; tuffs alternating with micritic limestones and grading to micritic, Aptychus limestones; tuffs — jaspers — micritic limestones of Upper Tithonian age — calcareous flysch of Neocomian age.

Up to now the ophiolites of the South Apuseni Mountains were assigned to the ocean-floor origin (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Bleahu, 1974; Herz, Savu, 1974, etc.); anyhow, Savu (1979) assumed that the upper part of the ophiolites are "initial calc-alkalic products related to ophiolites" suggesting therefore that ophiolites are always connected with the ocean-floor spreading. On the other hand Cioflica and Nicolae (1980, in press) assigned the ophiolites of the South Apuseni Mountains to the island arc and active marginal basin type; they resulted from westward subduction of the oceanic crust belonging to the Transylvanian Basin which was followed by counterclock notation of the South Apuseni Mountains.

Institutul Geologic al României

The various petrographic types of ophiolites found in the Metaliferi Mountains were assigned to the following complexes :

— the tholeiitic-prevailing complex, consisting of hyalo-ophitic basaltic flows that exhibit frequent pillow structures, anamesites, sporadic agglomerates and small gabbroic bodies ;

— the calc-alkalic-prevailing complex, consisting of various flow types and pyroclastic that is andesite, basalt and acidic differentiation products (dacite, rhyolite) and subordinate rocks of alkaline tendency (limburgite, orthophyre, oligophyre, keratophyre) ;

— the spilitic complex, consisting of spilites and spilitic dolerites.

The tholeiitic-prevailing complex is widely developed in the western portion of the Metaliferi Mountains (Drocea Mountains), whereas the calc-alkalic-prevailing complex seat of the Cerbia-Basarabeasa line. The spilitic complex is widespread in the southern part of the Trascău Mountains. The ophiolitic magmatism exhibits a continuous evolution, with some recurrences, from basalts of the tholeiitic complex to basalts with porphyritic texture, andesites, dacites, rhyolites and final products of alkaline trend.

The tholeiitic-prevailing complex and the calc-alkalic-prevailing complex represent island arc related ophiolites and the spilitic complex marginal basin ophiolites, according to the following features :

— the rather restricted thickness (below 3000 m) of the ophiolites ;

— the lack of the sequential character, that is the ophiolites are depleted of tectonites, cumulates of peridotitic and gabbroic rocks and sheeted dikes ;

— the compositional range of $SiO_2$ is very wide (37 — 80%), even the $SiO_2$ contents of the tholeiitic-prevailing complex range between 37—55.6% as compared to the ocean-floor basalt (47—51 % according to Myiashiro, 1975) ;

— the main bulk of analyses show $FeO^{\times}/MgO > 1.7$ that is characteristic of the island arc tholeiites ;

— the $K_2O$ contents are commonly much higher than those of the ocean-floor basalts which do not exceed 0.4% ;

— the ubiquitous occurrence of the calc-alkalic products is characteristic of the island arc ophiolites.

In addition, interpretation of plots in various diagrams (Cioflica, Nicolae, 1980, in press) show similar evidences listed below :

— the $Na_2O/K_2O-(Na_2O + K_2O)$ diagram (Fig. 8) exhibits coincidences of the above-mentioned three complexes with the island arc volcanics field of Myiashiro (1975) ;

— major plots in the Ti/Cr diagram (Fig. 9) are located within the low-potassium tholeiite field of island arc character ;

— major plots occur in the field A (low-potassium tholeiites) and field C (calc-alkalic basalts) of the Ti—Zr diagram (Fig. 10) which represent island arc ophiolites.

The spilites were considered marginal basin ophiolites with affinities toward the ocean-floor tholeiites ; they are characterized by remar-

Institutul Geologic al României

kable petrochemical homogeneity and recurrence to a more basic type as compared to the late island arc ophiolites (C i o f l i c a and N i c o l a e, 1980, in press).

A particular feature is provided by the spilites-sedimentary sequence relation in the Feneș beds. The alternation of the spilites and the lime-

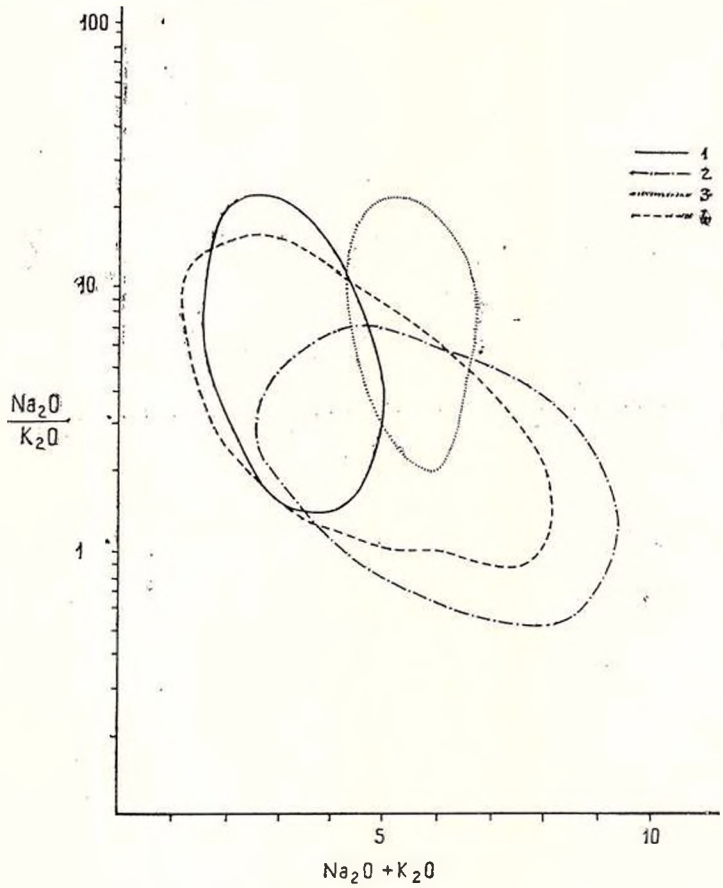



Fig. 8. — $Na_2O/K_2O$ — $(Na_2O + K_2O)$ diagram.

1, tholeiitic-prevailing complex; 2, calc-alkalic-prevailing complex; 3, spilitic complex; 4, field of island arc ophiolites according to Myiashiro (1975).

stones and terrigenous olisthostrome sequence suggests an active marginal basin association.

The metallogenic response to the subduction related ophiolites is given by minor Fe-Ti-V magmatic segregations (Căzănești-Ciungani, Almaș-Seliște, Dumbrăvița), Cu-pyrite and pyrite stockworks that resem-

Institutul Geologic al României

ble the Cyprus type (Almăşel, Roşia Nouă, Petriş Corbeşti, Pătîrş), Pb-Zn-Cu deposits of presumably Kuroko type (Vorţa), volcano-sedimentary Mn deposits (Pîrneşti, Godineşti, Soimuş-Buceava).

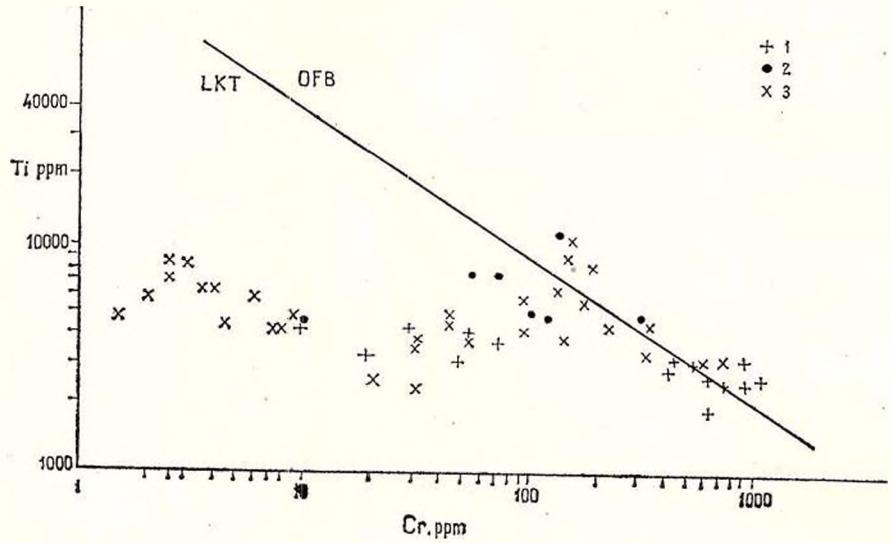



Fig. 9. — Ti-Cr diagram.

1, tholeiitic-prevailing complex; 2, calc-alkalic-prevailing complex; 3, spilitic complex; for LKT and OFB see Fig. 7.

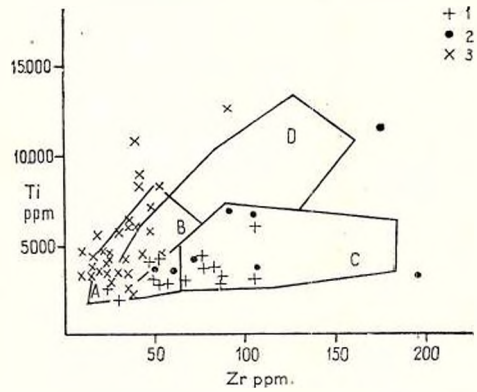



Fig. 10. — Ti-Zr diagram.

1, tholeiitic-prevailing complex; 2, calc-alkalic-prevailing complex; 3, spilitic complex; for A, B, C, D fields see Fig. 5.

## III. Conclusions

The Alpine ophiolites of Romania are related to unevoluated tectonic settings, that is short-lived rifts, in the Carpathians and the North Dobrogea orogenic system, and to evoluated tectonic settings, that is ocean-floor spreading zones and subduction zones, in the Carpathians. The major characteristics of the ophiolite setting, magmatism and metallogenesis are listed in Table.

Institutul Geologic al României

TABLE

*Tectonic settings for the ophiolite magmatism and metallogenesis*

| Plate tectonic setting | | | Occurrence | Magmatism | Mineralization | Age | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Formation | Tectonic emplacement |
| Unevoluated | Short-lived rifting related | Incipient ensialic basin | Codru-Moma Mts (Apuseni Mts) | basalt (spilite) | | Upper Permian | |
| | | Aulacogen | Tulcea Zone (North Dobrogea) | basalt, spilite, dolerite, gabbro | orthomagmatic Fe-Ti ores | Middle Triasic | Jurassic |
| Evoluated | Ocean floor spreading related | Basin with oceanic crust | Western part of the basement of the Transylvanian Basin Hăghimaș-Rarău Nappe and Perșani Nappe (East Carpathians) | ? serpentinite, peridotite, gabbro, dolerite basalt, andesite, trachyte, bostonite | | Triassic-Jurassic Triassic-Jurassic | Middle Cretaceous |
| | | | Black Flysch Nappe and Ceahlău Nappe (East Carpathians) Presacina Zone, Severin Nappe (South Carpathians) | spilite | Cyprus type Cu-pyrite ores | Middle Jurassic-Lower Cretaceous | Middle and Upper Cretaceous |
| | Subduction related | Island arc | South Apuseni Mts | basalt, andesite, dacite, rhyolite and limburgite, orthophyre, keratophyre flows and pyroclastics gabbro small intrusions | orthomagmatic Fe-Ti-V ores, Cyprus-like Cu-pyrite ores, Kuroko-like Zn-Pb-Cu ores, volcano-sedimentary Mn ores | Jurassic-Lower Cretaceous | Cretaceous (polyphasic) |
| | | Active marginal basin | Southern part of the Trascău Mts (South Apuseni Mts) | spilite | | Lower Cretaceous | Cretaceous (polyphasic) |

Institutul Geologic al României

Thus the short-lived rifting is characterized by the significant association of bimodal (ophiolitic-rhyolitic) magmatism, epicontinental sedimentation and syn-diagenetic and epigenetic ore depesition ; the ophiolite occurrences lack commonly metallogenic importance. The ocean-floor spreading related setting is marked by Carpathian basins with oceanic crust that were almost completely consumed during various Alpine deformation events. Ophiolite occurrences of limited extent represent remnants of their marginal oceanic crust ; the metallogenesis is restricted to Cyprus type ores. The subduction related setting exhibit widely developed ophiolites of island arc and active marginal basin types with associated ortho-magmatic Fe-Ti-V ores, Cyprus-like Cu-pyrite, Kuroko-like Zn-Pb-Cu ores and volcano-sedimentary Mn ores.

## REFERENCES


Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul văii Ruscova (Munții Maramureșului). *D.S. Com. Stat Geol.* XLV, București.

Bleahu M. (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LX, București.

Cioflica G., Patrulius D., Ionescu Jana, Udubașa G. (1965). Ofiolitele allohtone triasice din Munții Perșani. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.*, 10, 1, București.

Cioflica G., Nicolae I. (1980) The Origin, Evolution and Tectonic Setting of the Alpine Ophiolites from the South Apuseni Mountains (in press).

Herz N., Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Ann. Bull.*, 85, Colorado.

Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., București.

Lupu M. (1975) Einige Benierkungen zur Tektonik des Züdlichen Apuseni Gebirges (Siebenbürgisches Erzgelinge). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série de Géologie*, 19, București.

Lupu M. (1976) The Main Tectonic Features of the South Apuseni Mountains, *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série de Géol.*, 20, București.

Myiashiro A. (1975) Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. *Journ. Geol.*, 83.

Patrulius D. (1963) Le Wildflysch et les olistolithes des Monts Perșani. *Ass. Geol. Carp.-Balc., VI Congres* (Varsovie-Cracovie). *Résumé des comunications.* Varsovie.

Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Com. Geol. Rom.*, XXXV, 397—3444, București.

Pearce J. A., Cann J. R. (1973) Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analysis . *Earth a. Planetary Sci. Lett.*, 19, 290—300, Amsterdam.


Institutul Geologic al României

Pearce J. A., Gale G. H. (1976) Identification of Ore Deposition Environment from Trace Element Geochemistry of Associated Igneous Host Rocks. *The Geol. Soc. of London Proc. Joint. Meet. Volc. Stud. Group of the G.L.F. and I.M.M.*, London, 21—22 Jan. 1976.

Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155—161, Amsterdam.

Russo-Săndulescu Doina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandra (1981) Cercetările petrochimice ale ofiolitelor mezozoice din sinclinalul marginal Rarău-Hăghimaș. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/1 (in press).

Savu H. (1980) Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and Their Associated Calc-Alkaline and Alkaline Volcanics. An. Inst. geol. geofiz., LVI, București.

Savu H., Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1980) Structural, Petrologic, Geochimic and Genetic Study of the Ophiolites in Niculițel Zone (North Dobrogea). *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXV/1, București (in press).

Savu H., Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1981) Structura și geneza diabazelor din zona Luncavița-Isaccea-Mănăstirea Cocoș (Dobrogea de nord). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/1 (in press).

Săndulescu M., Visarion M. (1978) Considerations sur la structure téctonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie, *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/5, 153—173, București.

Stan N., Udrescu Constanța (1980) L'étude pétrochimique des roches spilitiques des Monts Codru-Moma. Leur genèse. *Rév. Roum. Géol. Géophys., série Géologie* (in press).

Vlad Ș. (1978) Metalogeneza triasică din zona Tulcea. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (geol.)*, 23, București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

# CORRÉLATION DES DINOFLAGELLÉS AVEC LES ZONES D'AMMONITES ET DE CALPIONELLES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE ŞVINIŢA — BANAT [1]

PAR

EMANUEL ANTONESCU, EMIL AVRAM[2]

*Dinoflagellata. Ammonoidea. Tintinnidaea. Lower Cretaceous. Biozones. Biostratigrapic correlation; South Carpathians — Danubian Domain sedimentary — Svinița-Svinecea Zone.*

## Abstract

Dinoflagellate — Ammonite — Tintinnid Correlation in the Lower Cretaceous from Svinița region (Banat, Romania). Some biozones, founded on the vertical succession of the dinoflagellate assemblages within the Lower Cretaceous deposits from Svinița (Banat) are proposed. These biozones were framed to the Lower Cretaceous stratigraphical scale on the ground of correlation with the Calpionellid zones and Cephalopod assemblages identified within the same strata, as follows: (1) a biozone with *Druggidium apicopaucicum* and *Phoberocysta neocomica* (Upper Berriasian — Valanginian); (2) a bizone with *Oligosphaeridinium complex* and *Druggidium deflandrei* (Hauterivian); (3) a biozone with *Dingodinium albertii* and *Meiourogonyaulax stoveri* (Lower Barremian) and (4) a biozone with *Prolixosphaeridium parvispinum* (Upper Barremian — Lower Aptian). It is also possible to recognise within the biozone with *Druggidium apicopaucicum* and *Phoberocysta neocomica* (1): a lower part — with *Druggidium apicopaucicum* (Upper Berriasian — Lower Valanginian), and an upper part — with *Oligosphaeridium asterigium, Polysphaeridium warreni* and *Biorbifera johnewingi* (middle Lower Valanginian — Upper Valanginian).

## I. INTRODUCTION

La région de Svinița est depuis longtemps connue pour la richesse en ammonites des dépôts du Crétacé inferieur. Les travaux de Kudernatsch (1852), Tietze (1872), Uhlig (1883), Schafarzik

[1] Note reçue le 21 mars, 1980 et acceptée pour publication le 25 mars, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.



Institutul Geologic al României

(1894), Kilian (1907—1913), Koch (1912), Răileanu (1953, 1960), Răileanu et al. (1964, 1969), Boldor&Avram (1972), Avram (1976), en témoignent. Les calpionelles des mêmes dépôts ont été inventoriées par Rusu (1970), Avram (1976, et étude en cours).

La richesse de la faune et le caractère pétrographique des formations — calcaires en plaquettes bien litées, marnocalcaires, marnes et argiles — rendaient cette région intéressante pour une étude des dinoflagellés, afin de préciser la répartition stratigraphique du microplancton végétal, en corrélation avec les ammonites et les calpionelles.

## II. STRATIGRAPHIE. ZONES D'AMMONITES ET ZONES DE CALPIONELLES DES FORMATIONS DE MURGUCEVA ET SVINIŢA

Les dépôts du Crétacé inférieur de la région de Svinița sont représentés en principal par les formations de Murguceva et Svinița ; il y a en outre une formation d'âge albien, mais celle-ci sort du cadre de ce travail.

La région de Svinița fait partie de la zone de sédimentation de Sirinia (Codarcea, 1940), respectivement du « sillon de Svinița » (Pop, 1973) ou du « sillon interne » (Năstăseanu, 1979) de l'autochtone danubien des Carpathes Méridionales.

Les dépôts éocrétacés de la région de Svinița sont en continuité de sédimentation avec ceux du Tithonique terminal, dans un même paquet de calcaires blancs à accidents siliceux, dénommé par Avram (1976) — — formation de Murguceva.

A la formation de Murguceva font suite en continuité de sédimentation des calcaires marneux grisâtres et ensuite des marnocalcaires, marnes et argiles. Ces dépôts ont été désignés par Răileanu (1953) sous le nom « couches » de Svinița et par Avram (1976) comme formation de Svinița.

### A. Formation de Murguceva (Tithonique supérieur-Hauterivien)

La formation de Murguceva repose en discontinuité de sédimentation sur les calcaires noduleux grisâtres, verdâtres et rouges du Jurassique supérieur.

La partie basale de la formation est constituée par des calcaires faiblement noduleux, à rares accidents siliceux, en alternance avec des calcaires compacts et des calcarénites (ruisseaux Murguceva, Munteana, vallée de la Sirinia) ou par des calcaires blanchâtres, compacts, à accidents siliceux (Pîrîul Morilor).

La plus grande partie de la formation est constituée par des calcaires plus ou moins fins, gris clair, blancs sur les surfaces d'altération, cassants, en couches de 10 à 30 centimètres, séparés par des calcaires schisteux qui forment des intercalations de 5 à 10 centimètres. Les surfaces de stratification sont enveloppées par des pellicules d'argile et présentent parfois des traces de dissolution. Ces calcaires contiennent des accidents siliceux distribués d'une manière irrégulière à l'intérieur des couches plus épaisses.

Institutul Geologic al României

La limite supérieure de la formation de Murguceva a été tracée par Avram (1976) au niveau où les accidents siliceux disparaissent. Aux alentours du village de Svinița, ce niveau se situe là où les calcaires blancs passent graduellement à des calcaires sublitographiques, sombres, avec intercalations de schistes marneux gris-noirâtre (Pîrîul Morilor). En dehors de la région étudiée, dans le bassin hydrographique de Sirinia, ces intercalations schisteuses font leur apparition plus bas, c'est-à-dire au-dessous du niveau sommital à accidents siliceux.

L'épaisseur de la formation de Murguceva varie entre 100 et 150 mètres. Tout comme dans le Néocomien des chaînes subalpines (Thieloy, 1965), des « slump-packets » et des indices de ravinement sont présents sur quelques-unes des coupes au moins (par exemple, sur le versant gauche du ruisseau Murguceva — pl. I, l'intervalle M015—M025). La plus grande partie de la zone d'affleurement se situe en dehors de la région étudiée, notamment dans le bassin de la vallée de Sirinia. Les affleurements qui font l'objet du présent travail se trouvent le long du ruisseau Murguceva et du Pîrîul Morilor.

### B. Formation de Svinița (Hauterivien supérieur-Aptien inférieur)

Avram (1976), se basant sur les travaux de Răileanu (1953, 1960), mais avec observations complémentaires, a séparé dans le cadre de la formation de Svinița une sous-formation inférieure — la sous-formation de Pîrîul Morilor (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur) comprenant les « couches calcaires schisteuses en plaquettes à intercalations marneuses » (Răileanu, 1953) et une sous-formation supérieure — la sous-formation de Temeneacia (Barrémien inférieur terminal-Aptien inférieur), comprenant « le paquet des schistes calcaires marneux » et « le paquet des marnes grises » (Răileanu, 1953) ou « marnes de Svinița » (Boldor, Stănoiu & Stillă, 1963 [3]).

La sous-formation de Pîrîul Morilor comporte des calcaires sublithographiques sombres en alternance avec des marnes schisteuses et, progressivement plus rares, des calcaires blancs semblables à ceux de la formation de Murguceva, mais sans accidents siliceux. Vers le sommet de la sous-formation de Pîrîul Morilor, les intercalations de calcaires marneux deviennent dominantes. L'épaisseur de la sous-formation est de 30 à 35 mètres sur la coupe de Pîrîul Morilor; les meilleurs affleurements sont ceux du Pîrîul Morilor, de la route Orșova-Svinița au Nord-Ouest de l'embouchure du ruisseau Murguceva, et aussi à l'embouchure de la vallée de Sirinia.

La sous-formation de Temeneacia comprend des alternances de marnes plus ou moins schisteuses, de marnoargiles et de marnocalcaires sombres, bleuâtres ou blanchâtres sur les surfaces d'altération, avec intercalations de calcaires marneux. Cette sous-formation affleure de façon assez discontinue le long du Pîrîul Morilor, sur la route Orșova-Svinița, au voisinage du réservoir d'eau de Svinița, sur le ruisseau Temeneacia

[3] Arch. I.G.P.S.M.S., București.

Institutul Geologic al României

et sur le Pîrîul Ţiganilor. Son épaisseur dépasse 80 mètres en jugeant d'après la coupe de Pîrîul Morilor, à laquelle viennent s'ajouter les affleurements de la route Orşova-Svinița et ceux de la rive gauche du Danube, à proximité du débarcadère de Svinița.

### C. Associations de calpionelles et de céphalopodes

Parmi les nombreuses coupes des dépôts éocrétacés de la région de Svinița, nous avons choisi pour ce travail celles qui offraient les éléments les plus nombreux pour une corrélation calpionelles-céphalopodes-dinoflagellés, notamment : 1) le versant droit du ruisseau Murguceva (pl. I, MO1-MO50) pour la partie inférieure de la succession ; 2) la coupe du Pîrîul Morilor (pl. II, VI—VII) continuée sur la route Orşova-Svinița (D) jusqu'au débarcadère de Svinița (S1) pour l'intervalle Hauterivien-Aptien inférieur ; 3) les coupes du ruisseau Temeneacia (S4) et du Pîrîul Ţiganilor (T1—T8) pour l'intervalle du Barrémien supérieur.

#### 1. Associations de calpionelles

Nous allons présenter les zones de calpionelles seulement dans la coupe de Murguceva, où, dans les niveaux correspondants, nous avons trouvé des dinoflagellés (dans l'intervalle de MO21-MO41, c'est-à-dire les échantillons 7341—7495, pl. I) ; pour plus de détails sur la répartition de ces zones sur le ruisseau Morilor et dans le reste de la région de Svinița, voir Avram (1976).

*Zone à Crassicollaria*

La zone à *Crassicollaria* (Tithonique supérieur) apparaît seulement dans la coupe de Murguceva (sur le Pîrîul Morilor elle faisant défaut) ; cette zone est représentée immédiatement au-dessus de la limite entre les calcaires noduleux (qui contiennent seulement des *Saccocoma*) et les calcaires sombres. Elle comprend : *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delgas), *C. brevis* (Remane), *C. massutiniana* (Col.), *C. parvula* (Remane). Son épaisseur ne dépasse pas 2—3 mètres (MO3—MO4).

*Zone à Calpionella alpina*

La zone à *Calpionella alpina* débute avec des calcaires détritiques ayant environ 12 mètres d'épaisseur (MO5—MO16) ; à la partie inférieure elle comporte de nombreuses *Calpionella alpina* Lorenz, associées à *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu). A l'intervalle qui lui revient fait suite un paquet glissé (MO11—MO16), dont l'association de calpionelles comprend les espèces de la zone Crassicollaria et en outre *C. alpina* et *T. carpathica*.

La zone à *Calpionella alpina* correspond à l'intervalle du Tithonique terminal-Berriasian inférieur.

Institutul Geologic al României

*Zone à Calpionellopsis*

Cette zone est représentée sur la coupe de Murguceva dans les mêmes calcaires à accidents siliceux (MO17—MO21), au-dessus du paquet glissé qui renferme *C. alpina* et des *Crassicollaria*. Dans son intervalle, épais de 12 mètres, il y a *Calpionellopsis simplex* (Col.), *C. oblonga* (Cadish) et aussi *C. alpina*, *T. carpathica*, *T. longa* (Col.), *Calpionellites murgeanui* (Pop), *Remaniella cadishiana* (Col.), *R. daday* Knauer.

Cette zone est censée représenter le Berriasien supérieur.

*Zone à Calpionellites*

La zone à *Calpionellites darderi* (Col.) va du niveau MO22 au niveau MO35.

L'intervalle stratigraphique qui lui revient est d'environ 27 mètres ; un deuxième paquet glissé (MO22—MO25, pl. I) lui fait suite.

En dehors de l'espèce index, il y a *C. oblonga*, *C. murgeanui*, *T. carpathica*, *T. longa*, *R. dadayi*, *R. cadishiana*. *Lorenziella hungarica* Knauer.

Cette zone correspond au Berriasien supérieur terminal et à la plus grande partie du Valanginien.

**2. Association d'ammonites**

Les céphalopodes prélevées de la partie inférieure de la formation de Murguceva sont relativement rares. Sur le versant droit du ruisseau Murguceva, seul l'intervalle de la zone Calpionellopsis a livré quelques ammonites entre 15 et 23 mètres au-dessus de la base de la formation notamment : *Spiticeras* sp. ex. *S. polytroptychum* Uhlig, *Ptychophylloceras ptychoicum* (Qu.), dans les niveaux MO16—MO17, et *Fauriella* sp. ex gr. *F. boissieri* Pictet (dans MO20—MO21), espèces qui indiquent un Berriasien inférieur. Plus haut, dans la zone à *Calpionellites*, nous avons prélevé du niveau MO25 *Kilianella* aff. *roubaudiana* d'Orb. et du niveau MO28 *K. roubaudiana retrocosta* Sayn., espèces propres à la zone à *Kilianella roubadiana* du Valanginien inférieur.

Plus haut encore (pl. I, MO31—MO34), à 40 mètres au-dessus de la base, il y a *Olcostephanus* cf. *catulloi* (Rodigiero) et, à 50 mètres au-dessus de la base, *O.* cf. *sayni* (Kilian) — niveau dans lequel disparaissent les calpionelles, donc appartenant au Valanginien supérieur. Sur la même coupe, nous considérons que la limite Valanginien-Hauterivien est située au niveau MO41 immédiatement au-dessous du niveau d'apparition du *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* Thieuloy.

*Zone à Crioceratites duvali*

Dans la coupe du Pîrîul Morilor (pl. II, V1—V3) et aussi au sommet du versant droit du ruisseau Murguceva (MO47—MO50) une zone à *Crioceratites duvali* Lev. a été mise en évidence à la partie supérieure des

Institutul Geologic al României

calcaires blancs à accidents siliceux, sur environ 30 mètres d'épaisseur. En dehors de l'espèce index, ont été identifiés de nombreux *Crioceratites* parmi lesquels *C. matsumotoi* (Sarkar), *C. mandovi* nom. nov. (= *C. villersianum* var. *bituberculata* Sarkar), *C. nolani* (Kilian), *C. majoricensis* Nolan et aussi *Paraspinoceras pulcherrimum* (d'Orb.) et *Spitidiscus* cf. *incertus* (d'Orb.). Cette zone est également représentée dans la coupe du Pîriul Morilor, sur environ 5 mètres, à la partie inférieure de la sous-formation de pîriul Morilor (formation de Sviniţa).

Cette biozone correspond à l'Hauterivien moyen (zone à *Crioceratites loryi — Olcostephanus jeannoti* et zone à *Subsaynella sayni*).

*Zone à Acrioceras seringei et Paraspinoceras jourdani*

La biozone à *Acrioceras seringei* (Astier) et *Paraspinoceras jourdani* (Astier) occupe un intervalle de 12 mètres sur la coupe du Pîriul Morilor au-dessus de la biozone à *Crioceratites duvali* (pl. II, V4—V7/2). Elle comporte, à côté des espèces index, *Crioceratites nolani* (Kil.), *C. basseae* (Sarkar), *C. sornayi* (Sarkar), *C. ballearis* (Nolan), *C. emerici* Lev., *C. duvali*, *Euptychoceras inornatum* (Sim,). *Hamulina astieriana* d'Orb., *Duvalia dilatata majoriana* Stoyanova-Vergilova.

Cette biozone représente la partie terminale de l'Hauterivien supérieur.

*Zone à Paraspiticeras et Pseudothurmannia*

La zone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia* est représentée sur le Pîriul Morilor par environ 15 mètres de dépôts de la sous-formation de Pîriul Morilor (pl. II, V7/3—V8/3). Elle contient d'une part *Pseudothurmannia* cf. *belimelensis* Dimitrova, *P.* cf. *pseudomalbosi* (Sar. & Schond.) et quelques mètres plus haut, *P.* cf. *angulicostata* (d'Orb.), *P. picteti* Sarkar, *P.* cf. *catuloi* (Parona); *Paraspiticeras pachycyclus* (Uhlig), *P. guerinianum* (d'Orb.). Aux espèces mentionées ci-dessus s'ajoutent *Crioceratites thiollierei* Astier, *Barremites* sp., *Melchiorites* sp., et aussi, à la partie supérieure de la biozone (V8/3), Psilotissotia favrei (Ooster).

A l'exemple de Muller & Schenk (1943), Patrulius (1969), Breskowski (1973), Avram (1976), Patrulius & Avram (1976) et partiellement dans l'acception de Lapeyre & Thomel (1974), nous considérons cette biozone comme représentant la base du Barrémien.

*Zone à Pulchellia ex gr. compressissima, Spitidiscus, Holcodiscus et Leptoceras*

Sur le Pîriul Morilor, au-dessus de la zone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia*, à la partie basale de la sous-formation de Temeneacia, il y a un intervalle avec de nombreux exemplaires de *Barremites* et *Melchiorites*, de rares *Leptoceras* (pl. II, V8/5). C'est leur présence qui permet de

Institutul Geologic al României

corréler cet intervalle avec celui du réservoir d'eau du village Svinița (voir A v r a m, 1976), qui constitue le principal affleurement de la biozone. Cette biozone correspond à la partie terminale du Barrémien inférieur.

*Biozone non-définie*

Cette biozone non-définie, qui débute à la partie inférieure de la sous-formation de Temeneacia avec l'appartition de l'espèce *Silesites seranonis* (d'O r b.) et qui continue jusqu'à l'apparition du genre *Imerites*, comprend de nombreuses espèces avec une grande extension dans le Barrémien supérieur. Sur le Pîrîul Morilor elle a offert (pl. II, V9) entre autres : *Lytoceras phestum* M a t h., *L. rarinctum* U h l i g, *Costidiscus (Costidiscus) recticostatus* (d'O r b.), *Costidiscus (Macroschaphites) yvani* (P u z o s), *Silesites seranonis* (d'O r b.).

*Zone à Imerites et Eristavia*

La zone à *Imerites* et *Eristavia* a été mise en évidence dans la coupe du Pîrîul Morilor (pl. II, VII) et sur le ruisseau Temeneacia (fig. 4, S4).

Les espèces caractéristiques de cette biozone sont : *Imerites giraudi* (K i l.), *Imerites giraudimulticostatus* T o u b., *Eristavia dichotoma* (E r i s t a v i); ensemble avec celles-ci il y a *Lytoceras phestum*, *Costidiscus (Costidiscus) recticostatus*, *Silesites seranonis*, *S. seranonis trajani*, *Melchiorites* cf. *seguensae* ( C o q.), *M. melchioris*, « *Barremites* » *streptosoma*, *Pseudohaploceras tachtaliae*.

La biozone *à Imerites* et *Eristavia* correspond approximativement à la partie moyenne du Barrémien supérieur.

*Zone à « Crioceratites » ex gr. barremense-orbignyi*

Cette biozone mise en évidence sur le Pîrîul Țiganilor (pl. III, T1—T8) comprend les espèces index « *Crioceratites* » cf. *orbignyi* (M a t h e r o n in H a u g, 1889), « *C.* » aff. *barremense* (K i l i a n) et aussi *Lytoceras phestum*, *Costidiscus (Costidiscus) recticostatus*, *C. tardus* A v r a m *Silesites seranonis C. (C.) olcostephanoides* U h l i g, des espèces de *Hamulina*, *Barremites*, *Melchiorites* etc. (voir A v r a m, 1976).

La biozone à « *Crioceratites* » ex gr. *barremense — orbignyi* à une position encore discutable dans la succession des dépôts du Barrémien supérieur, par rapport à la biozone *à Imerites* et *Eristavia*. Sa position à la partie terminale du Barrémien supérieur se justifie par le fait que des exemplaires de *Deshayesites* ont été mentionnés sur le Pîrîul Țiganilor (R ă i l e a n u et al., 1969; C o d a r c e a, in coll.). Toutefois, les nouveaux prélèvements d'échantillons effectués les dernières années n'ont pas confirmé la présence de ce genre.

Institutul Geologic al României

*Zone à Pseudohaploceras matheroni et Deshayesites weissi*

La biozone à *Pseudohaploceras matheroni* (d'Orb.) et *Deshayesites weissi* (Neumayr&Uhlig), de l'Aptien inférieur (Bédoulien inférieur), a été mise en évidence près du débarcadère de Svinița (fig. 4, S1 et dans le déblai de la route Orșova-Svinița-Moldova Nouă au Nord du pont sur le Pîrîul Morilor (pl. III, D); son association comprend également *Costidiscus (Costidiscus) recticostatus*, *Procheloniceras* ex gr. *albrechtiaustriae* (Hohenegger in Uhlig).

## III. DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE DES DINOFLAGELLÉS DANS LES FORMATIONS DE MURGUCEVA ET SVINIȚA

Nous allons présenter tout d'abord la classification des espèces de dinoflagellés et des acritarches que nous avons identifiés jusqu'à présent dans les formations de Murguceva et Svinița (planches IV—XIV), conformément à la classification établie par Sarjeant&Downie (1974); il faut mentionner que cette classification n'est pas définitive, de nouveaux genres ayant été découverts par la suite. D'autre part, certains auteurs préfèrent grouper les dinoflagellés selon les affinités avec les grands groupes de dinoflagellés actuels — Gonyaulacacean Group, Peridiniacean Group (Davey&Verdier, 1973); Duxbury, 1977), ou selon l'archéopyle et en ordre alphabétique (Stover & Evitt, 1978); pour le moment, nous le répétons, nous utilisons la classification de Sarjeant&Downie (1974).

### A. Classification des dinoflagellés des formations de Murguceva et Svinița

Classe **Dinophyceae** Pascher
Sous-classe **Diniferophyceae** Bergh.

Ordre **Peridiniales** Schutt, 1869

Famille **Gonyaulacystaceae** Sarjeant & Downie, 1966, emend. Sarjeant & Downie, 1974

Genre **Cribroperidinium** Neale & Sarjeant, 1962, emend. Davey, 1969

*Cribroperidinium* sp.

*Cribroperidinium orthoceras* (Eisenack) Davey, 1969

Genre **Druggidium** Habib, 1973

*Druggidium apicopaucicum* Habib, 1973 (Berriasien—Barrémien)

*Druggidium deflandrei* (Millioud) Habib, 1973 (Berriasien-Albien)

Genre **Gonyaulacysta** Deflandre, 1964, emend. Sarjeant in Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966.

*Gonyaulacysta* cf. *diutina* Duxbury, 1977 (Berriasien-Hauterivien)

Institutul Geologic al României

*Gonyaulacysta* sp. A
*Gonyaulacysta* sp. B
*Gonyaulacysta* sp. C
Genre **Leptodinium** Klement 1960, emend. Sarjeant in Davey, Downie, Sarjeant & Williams. 1966
cf. *Leptodinium* sp.
Genre **Millioudodinium** Stover & Evitt, 1978
cf. *Millioudodinium* sp.
Genre **Occisucysta** Gitmez, 1970
*Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970
*Occisucysta tentoria* Duxbury, 1977 (Berriasien—Barrémien)

Dinoflagellé type A

Famille **Apteodiniaceae** Eisenack, 1961, emend. Sarjeant & Downie, 1972
Genre **Apteodinium** Eisenack, 1948.
*Apteodinium* cf. *conjunctum* Eisenack & Cookson, 1960
Genre **Tapeinosphaeridium** Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976
*Tapeinosphaeridium perichompsum* Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976
*Tapeinosphaeridium* cf. *granulatum* Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976
Genre **Xenicodinium** Klement, 1960
cf. *Xenicodinium densispinosum* Klement, 1960
Famille **Microdiniaceae** Eisenack, 1964, emend. Sarjeant & Downie, 1972
Genre **Meiourogonyaulax** Sarjeant, 1966
*Meiourogonyaulax stoveri* Millioud, 1969 (Kimméridgien?—Aptien)
Famille **Formeaceae** Sarjeant & Downie 1966, emend. Sarjeant & Downie, 1974
Genre **Fromea** Cookson & Eisenack, 1958
*Fromea amphora* Cookson & Eisenack, 1958
Genre **Wallodinium** Loeblich & Loeblich, 1968
*Wallodinium krutzschi* (Alberti) Habib, 1972 (Berriasien—Barrémien)
Famille **Canningiaceae** Sarjeant & Downie, emend. Sarjeant & Downie, 1974
Genre **Chytroeisphaeridia** Sarjeant, 1962
*Chytroeisphaeridia chytroeides* (Sarjeant) Downie & Sarjeant, 1965
Genre **Sentusidinium** Sarjeant & Stover, 1978
cf. *Sentusidinium*? *atlanticum* (Habib) Sarjeant & Stover, 1978
*Sentusidinium* sp. A
*Sentusidinium* sp. B.

Institutul Geologic al României

*Sentusidinium* ? sp. C
*Sentusidinium*? sp. D
Genre **Cyclonephelium** (Deflandre & Cookson) Evitt & Stover, 1978
*Cyclonephelium distinctum* Deflandre&Cookson, 1955
cf. *Cyclonephelium hystrix* (Eisenack) Sarjeant & Stover, 1978
Famille **Broomeaceae** Eisenack, 1969, emend. Sarjeant & Downie, 1974
Genre **Batioladinium** Brideaux, 1975
*Batioladinium* sp.
Genre **Broomea** Lentin & Williams, 1976
*Broomea*? sp.
Famille **Ctenidodiniaceae** Sarjeant&Downie, 1966, emend. Sarjeant & Downie, 1974
Genre **Ctenidodinium** Deflandre 1938, emend. Sarjeant, 1966 cf. *Ctenidodinium elegantulum* Millioud, 1969 (Valanginien — Barrémien)
Famille **Spiniferitaceae** Sarjeant, emend. Sarjeant & Downie, 1974
Genre **Spiniferitaceae** Mantell, 1850, emend. Sarjeant, 1970
*Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Mantell, 1854
*Spiniferides dentatus* (Gocht) Lentin & Williams, 1973, emend. Duxbury, 1977
Genre **Achomosphaera** Evitt, 1963
*Achomosphaera neptuni* (Eisenack) Davey & Williams, 1966
Genre **Hystrichodinium** (Deflandre) Sarjeant, 1966
*Hystrichodinium voigti* (Alberti) Clarke & Verdier, 1969
Famille **Deflandreaceae** (Eisenack) Sarjeant & Downie, 1974
Genre **Dingodinium** Cookson & Eisenack, 1958
*Dingodinium albertii* Sarjeant, 1956 (Tithonique—Albien)
Famille **Pseudoceratiaceae** (Eisenack) Sarjeant & Downie, 1966
Genre **Pseudoceratium** Gocht, 1957
*Pseudoceratium pelliferum* Gocht, 1957 (Berriasien—Barrémien)
Genre **Odontochitina** (Deflandre) Davey, 1970
*Odontochitina operculata* (O. Wetzel) Deflandre & Cookson, 1955
Famille **Muderongiaceae** (Neale & Sarjeant) Sarjeant & Downie, 1966
Genre **Muderongia** Cookson & Eisenack, 1958
*Muderongia staurota* Sarjeant, 1966
*Muderongia* sp. cf. *M. mcwhaei* Cookson & Eisenack, 1958 ex Wall & Evitt, 1975

Institutul Geologic al României

*Muderongia tomaszowensis* Alberti, 1961

Genre **Phoberocysta** Millioud, 1969

*Phoberocysta neocomica* (Gocht) Millioud, 1967 (Berriasien—Aptien)

Famille **Hystrichosphaeridiaceae** (Evitt) Sarjeant & Downie, 1974

Genre **Oligosphaeridium** Davey & Williams, 1966

*Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams in Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966, (début Valanginien)

*Oligosphaeridium asterigium* (Gocht) Davey & Williams, in Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966, (Valanginien—Barrémien)

*Oligosphaeridium* cf. *diastema* Singh, 1971

Genre **Tanyosphaeridium** Davey & Williams, 1966

*Tanyosphaeridium* sp. A

*Tanyosphaeridium* sp. B.

Famille **Exochosphaeridiaceae** Sarjeant & Downie, 1966

Genre **Cometodinium** Deflandre & Courteville, 1939

*Cometodinium*? sp.

Famille **Cordosphaeridiaceea** Sarjeant & Downie, 1974

Genre **Kleithriasphaeridium** Davey, 1974

*Kleithriasphaeridium fasciatum* (Davey & Williams) Davey, 1974, (Berriasien—Barrémien)

Famille **Systematophoraceae** Sarjeant & Downie, 1974

Genre **Amphorula** Dodekova, 1969

cf. *Amphorula metaelliptica* Dodekova, 1969. (Tithonique—Berriasien)

Genre **Coronifera** Cookson & Eisenack, 1958

*Coronifera oceanica* Cookson & Eisenack, 1958

Genre **Prolixosphaeridium** (Davey, Downie, Sarjeant & Williams) Davey, 1969

*Prolixosphaeridium parvispinum* (Deflandre) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966 (= ? *Prolixosphaeridium deirense* Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966; Jurassique ? — Vraconien).

*Prolixosphaeridium*? sp. A.

Famille **Cleistosphaeridiaceae** Sarjeant & Downie, 1974

Genre **Cleistosphaeridium** Sarjeant & Downie, 1974

*Cleistosphaeridium*? sp. A

Genre **Polysphaeridium** Davey & Williams, 1966

*Polysphaeridium warreni* Habib, 1976 (Berriasien—Barrémien)

*Polysphaeridium* cf. *laminaspinosum* Davey & Williams, 1966

Famille **Adnatosphaeridiaceae** Sarjeant & Downie, 1966

Genre **Adnatosphaeridium** Williams & Downie, 1966

cf. *Adnatosphaeridium* sp.

Famille **Lingulodinilaceae** Sarjeant & Downie, 1974

Institutul Geologic al României

Genre **Operculodinium** Wall, 1967
*Operculodinium* sp. A.
Famille **Florentiniaceae** Harker & Sarjeant, 1975
Genre **Florentinia** Davey & Verdier, 1973
*Florentinia* cf. *mantelli* (Davey & Williams in Davey et al., 1966) Davey & Verdier, 1973
Famille **Incertae**
Genre **Biorbifera** Habib, 1972
*Biorbifera johnewingi* Habib, 1972 (Berriasien—Valanginien moyen)
*Biorbifera* sp. A
Genre **Silicisphaera** Davey & Verdier, 1970
cf. *Silicisphaera* sp.
Genre **Subtilisphaera** Jain & Millepied, 1973
*Subtilisphaera* cf. *perlucida* (Alberti) Jain & Millepied, 1973
Genre **Cassiculosphaeridia** Davey, 1969
*Cassiculosphaeridia magna* Davey, 1974
Groupe **Acritarcha** Evitt, 1963
Sous-groupe **Acanthomorphitae** Downie, Evitt & Sarjeant, 1963
Genre **Baltisphaeridium** (Eisenack) Downie & Sarjeant, 1962
*Baltisphaeridium* sp. B ex Singh, 1972
Sous-groupe **Herkomorphitae** Downie, Evitt&Sarjeant, 1963
Genre **Cymatiosphaera** (O. Wetzel) Deflandre, 1954
*Cymatipshaera pachytheca* Eisenack, 1957
Sous-groupe **Pteromorphita** Downie, Evitt & Sarjeant, 1963
Genre **Pterospermopsis** W. Wetzel, 1952
*Pterospermopsis eurypteris* Cookson & Eisenack, 1958
*Pterospermopsis harti* Sarjeant, 1960
*Pterospermopsis aureolata* Cookson & Eisenack, 1958
cf. *Pterospermopsis* sp.
*Pterospermopsis* cf. *australiensis* Deflandre & Cookson, 1955

### B. Distribution des dinoflagellés dans la formation de Murguceva

Le premier niveau qui contient des dinoflagellés dans la formation de Murguceva est le niveau MO21/7341 (pl. I), situé dans la zone à *Calpionellopsis* à proximité immédiate de la limite avec la zone à *Calpionellites*, donc près de la limite Berriasien—Valanginien. L'association comprend :

*Chytroeisphaeridia chytroeides*
*Cometodinium*? sp.
*Druggidium apicopaucicum*

Institutul Geologic al României

Dinoflagellé type A

*Gonyaulacysta* sp. A.
*Gonyaulacysta* cf. *diutina*
*Muderongia* cf. *tomaszowensis*
*Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970
*Phoberocysta neocomica*
*Prolixosphaeridium*? sp. A
cf. *Pterospermopsis* sp.
*Sentusidinium*? sp. A
*Tapeinosphaeridium pericompsum*
*Wallodinium krutzschi*

L'association est dominée au point de vue quantitatif par les espèces *Druggidium apicopaucicum* et Occisucysta sp. ex Gitmez 1970; *Chytroeisphaeridia chytroeides*, *Gonyaulacysta* cf. *diutina*, *Tapeinosphaeridium pericompsum*, *Cometodinium*? sp., *Prolixosphaeridium*? sp. A, Dinoflagellé type A, sont communes.

*Druggidium apicopaucicum*, *Occisucysta* sp. ex Gitmez 1970, *Phoberocysta neocomica* et *Gonyaulacysta* cf. *diutina* sont les espèces les plus significatives de ce niveau. *Druggidium apicopaucicum* est l'espèce index de la zone palynologique connue sous ce nom de l'intervalle du Berriasien terminal et du Valanginien inférieur (partial phylozone) de l'Atlantique à Cape Hatteras et aux Bahamas (Habib, 1975); la distribution stratigraphique de cette espèce serait, selon cet auteur, du Berriasien au Barrémien. *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970 (trouvée par Gitmez dans le Kimméridgien Clay, 1970) est intéressante tenant compte de la répartition stratigraphique du genre *Occisucysta*, qui s'étend du Kimméridgien au Barrémien; cette espèce est aussi très proche de *Diacanthum hollisteri* Habib, 1972, espèce cantonnée dans le Berriasien de France (Habib & Warren, 1973; cf. Habib, 1975) et du Berriasien-Valanginien de l'Atlantique du Nord (Habib, 1975). *Phoberocysta neocomica*, espèce index de la zone (assemblage zone) du même nom des formations de Missisauga et Verril Canyon (Berriasien-Valanginien), du Scotian Shelf et des Grand Banks de l'Atlantique (Williams, 1975; Bujak & Williams, 1978), et des formations du Berriasien-Valanginien de l'Atlantique au voisinage des côtes de l'Afrique (Plateau marocain; Williams, 1978) a une distribution stratigraphique du Berriasien au Barrémien (Davey & Verdier, 1974; Verdier, 1975). *Phoberocysta neocomica* a été trouvée dans les coupes stratotypiques du Berriasien au Barrémien; sa présence à la base de l'Aptien inférieur a également été signalée (Millioud, 1969; Angles), quoique dans la section de La Bédoulle elle n'ait pas été trouvée (à cause du faciès, selon Davey & Verdier, 1974); aussi sa présence dans l'Aptien est incertaine. Alberti (1961) signale cette espèce dans le Néocomien d'Allemagne et de Pologne; Baltes (1971) reconnaît une zone avec *Phoberocysta neocomica (Wetzeliella neocomica)* dans le Berriasien-Hauterivien de la Plate-forme moesienne.

Institutul Geologic al României

*Gonyaulacysta diutina* a été décrite par Duxbury (1977) dans les argiles de Speeton, dans l'intervalle Berriasien-Hauterivien.

Tenant compte de l'abondance de *D. apicopaucicum* et des similitudes qui existent entre la composition de l'association de ce niveau et celui de la zone à *Druggidium apicopaucicum* de l'Atlantique du Nord, il est à supposer que l'association du niveau MO21/7341 appartienne à la limite Berriasien-Valanginien ou à la base du Valanginien inférieur.

Plus haut, dans les niveaux MO23/7951, MO24/7952, MO25/7953, la microflore est très pauvre, et bon nombre d'exemplaires sont indéterminables ; seulement *D. apicopaucicum* et *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970 ont pu être identifiés.

Deux changements qualitatifs et quantitatifs se produisent dans un intervalle relativement réduit au point de vue de l'épaisseur stratigraphique, notamment celui des niveaux MO30/7493 et MO36/7494.

L'association de dinoflagellés du niveau MO30/7493 comprend :

*Achomosphaera neptuni*
cf. *Amphorula metaelliptica*
*Cassiculosphaeridia magna*
*Cometodinium*? sp.
Dinoflagellé type A
*Dingodinium albertii*
*Hystrichodinium voigti*
*Gonyaulacysta* sp. B
*Kleithriasphaeridium fascilatum*
*Muderongia staurota*
*Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970
*Oligosphaeridium asterigium*
cf. *Operculodinium* sp.
*Phoberocysta neocomica*
*Sentusidinium* sp. A
*Sentusidinium* sp. B
*Spiniferites ramosus*
*Tapeinosphaeridium pericompsum*
*Wallodinium krutzschi*
cf. *Xenicodinium densispinosum*

On observe qu'à ce niveau *D. apicopaucicum* a disparu (il réapparaîtra en faibles pourcentages plus haut), mais *Occisucysta* persiste. Trois espèces disparaissent définitivement *(Gonyaulacysta* sp. A, *Prolixosphaeridium*? sp. A. et *Muderongia* cf. *tomaszowensis )*. Deux espèces font leur apparition en abondance, *Kleithriasphaeridium fasciatum* (distribution stratigraphique connue du Berriasien au Barrémien ; Duxbury, 1977) et *Oligosphaeridium asterigium*, espèce censée faire son début au Valanginien inférieur et qui a été trouvée jusqu'au Barrémien (Duxbury, 1977). Ensemble avec ces espèces, mais très rare (un exemplaire) apparaît *Dingodinium albertii* (sensu Duxbury, 1977), avec une distribution stratigraphique allant du Tithonien à l'Albien (selon Duxbury, 1977 et Davey & Verdier, 1974 ; *Dingodinium* cf. *albertii* cité par

Institutul Geologic al României

Ioannides, Stavrinos&Downie, 1976, du Kimméridgien d'Angleterre est différent). *Dingodinium albertii* devient très abondant à partir du Barrémien supérieur jusqu'à l'Albien inférieur dans la formation de Svinița. *Achomosphaera neptuni*, dont l'extension stratigraphique est censée d'être le Berriasien-Aptien (selon Duxbury, 1977) ou Berriasien-Valanginien (selon Williams, 1978), fait aussi son apparition à ce niveau. *Cassiculosphaeridia magna* (Berriasien-Barrémien, selon Duxbury, 1977) apparaît dans ce niveau ensemble avec les sous-espèces de *Spiniferites ramosus* qui selon Harker&Sarjeant (1975) font leur début au Valanginien. Une espèce fort intéressante, cf. *Amphorula metaelliptica*, ayant une extension stratigraphique limitée au Tithonique-Berriasien (Habib, 1975) a été décrite d'abord au Tithonique de Bulgarie (Dodekova, 1969) et retrouvée dans le Berriasien de l'Atlantique de l'Ouest et dans celui du stratotype de Berrias (Habib, 1972, 1975); cette espèce est présente dans la formation de Murguceva seulement à ce niveau. Nous devons spécifier ici que de très nombreux exemplaires de *Amphorula metaelliptica* ont été trouvés par l'un de nous (E. Antonescu) dans une formation de Dobrogea ayant des similitudes de palynofaciès avec le Purbeckien; les exemplaires sont conformes à ceux décrits par Dodekova (1969). Les exemplaires de Murguceva sont seulement conférés à ce genre et espèce.

Dans le niveau MO36/7494 l'association de dinoflagellés est la suivante :

*Achomosphaera neptuni*
*Biorbifera johnewingi*
*Biorbifera* sp. A
*Cleistosphaeridium* sp. A
*Chytroeisphaeridia chytroeides*
*Cometodinium*? sp.
*Cyclonephelium distinctum*
Dinoflagellé type A
*Dingodinium albertii*
*Druggidium apicopaucicum*
*Gonyaulacysta* cf. *diutina*
*Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970
*Occisucysta tentoria*
cf. *Operculodinium* sp.
*Phoberocysta neocomica*
*Polysphaeridium warreni*
*Polysphaeridium* cf. *laminaspinosum*
*Pseudoceratium pelliferum*
*Spiniferites ramosus*
*Tapeinosphaeridium pericompsum*
*Tanyosphaeridium* sp. A
*Wallodinium krutzschi*
cf. *Xenicodinium densispinosum*

Institutul Geologic al României

Par rapport au niveau précédent, il faut noter la reapparition de *D. apicopaucicum* en faibles pourcentages et la présence de quelques espèces très significatives. *P. pelliferum*, décrite d'abord en Allemagne par Gocht (1957), a une distribution stratigraphique du Berriasien au Barrémien (Duxbury, 1977; Williams, 1978); elle apparaît à ce niveau et sera une présence constante, en pourcentages réduits, dans les formations de Murguceva et Svinița.

*Biorbifera johnewingi* est une espèce très caractéristique ayant, d'après les données connues jusqu'à présent, une distribution stratigraphqiue restreinte au Berriasien-Valanginien moyen (Habib & Warren, 1973; cf. Habib, 1975), avec une répartition géographique large, quoique étant généralement peu abondante (Pocock, 1976). *Biorbifera johnewingi* est l'espèce index d'une zone palynologique définie au Canada arctique (Deer Bay Formation) dans les niveaux contenant *Thorsteinssonoceras ellesmerensis*, *Buchia keyserlingi*, *Polyptychites keyserlingi* et *Tollia mutabilis*, correspondant aux zones à *Killianella roubaudiana* et à *Saynoceras verrucosum*, donc au Valanginien inférieur et moyen (Pocock, 1976). Dans l'Atlantique du Nord-Ouest, (Cape Hatteras et aux Bahamas), *Biorbifera johnewingi* est le fossile index d'une zone palynologique correspondant à l'intervalle Berriasien, limite Berriasien-Valanginien, et allant jusqu'au Valanginien (Habib, 1975); dans le Scotian Shelf et les Grand Banks de l'Atlantique du Nord (formations de Mississauga et Verril Canyon) elle est présente dans le Berriasien-Valanginien, respectivement dans la zone à *Phoberocysta neocomica* (Williams, 1975; Bujak & Williams, 1978). *Biorbifera johnewingi* a été aussi rapporté du Berriasien de Californie (Warren, 1967; selon Habib, 1975) et du Berriasien de Berrias par Habib & Warren (1973); cf. Habib, 1975) et « in the basal Cretaceous type sections of Europe » par Millioud (1975; cf. Habib, 1975). Sa présence dans le niveau MO36/7494 pourrait-elle indiquer que ce niveau appartient encore au Valanginien moyen ou que cette espèce est encore présente au Valanginien supérieur? Il faut aussi noter la présence dans le même niveau d'une autre espèce de *Biorbifera*, *Biorbifera* sp. A.

*Polysphaeridium warreni*, espèce très abondante au niveau MO36/7494, a une distribution stratigraphique du « Portlandien » au Barrémien (Habib & Warren, 1973; cf. Habib, 1975) et est présente dans l'Atlantique du Nord-Ouest (Cape Hatteras et Bahamas), du Berriasien au Barrémien (Habib, 1975), dans le Berriasien de Californie (Warren, 1967; selon Habib, 1975), dans le Berriasien de Berrias (Habib & Warren, 1973; cf. Habib, 1975) et dans l'Atlantique de l'Est au voisinage des côtes d'Afrique, près du Sénégal, dans le Portlandien (sous le nom de *Hystrichosphaeridium*? sp. A; Habib, 1972; Williams, 1978). Dans le niveau MO36/7494 il y a aussi beaucoup d'exemplaires qui sont plus proches de *P. laminaspinosum*; *Cyclonephelium distinctum*, *Occisucysta tentoria*, *Achomosphaera neptuni*, *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970, y font leur apparition ou sont encore présentes dans ce niveau.

Institutul Geologic al României

Tenant compte de ces données, l'intervalle marqué par les niveaux MO30/7493 et MO36/7494 confirme l'âge valanginien attribué à ces dépôts grâce aux ammonites.

Au niveau MO41/7495 il y a un nouveau changement dans l'association de dinoflagellés qui comporte les espèces :

*Apteodinium* cf. *conjunctum*
*Baltisphaeridium* sp. B ex Habib, 1971
*Cassiculosphaeridia magna*
*Cribroperidinium orthoceras*
cf. *Ctenidodinium elegantulum*
*Cyclonephelium distinctum*
Dinoflagellé type A
*Dingodinium albertii*
*Druggidium apicopaucicum*
*Druggidium deflandrei*
*Gonyaulacysta* sp. B
*Meiourogonyaulax stoveri*
*Phoberocysta neocomica*
*Pseudoceratium pelliferum*
*Oligosphaeridium complex*
*Oligosphaeridium* cf. *diastema*
cf. *Operculodinium* sp.
*Sentusidinium* sp. B
*Tapeinosphaeridium* cf. *granulatum*
*Wallodinium krutzschi*

On observe (pl. I) que l'association a beaucoup changé par rapport à celle des niveaux MO30/7493-MO36/7494.

*Druggidium apicopaucicum* a presque complètement disparu (1 exemplaire) et à sa place apparaît une autre espèce *Druggidium deflandrei*. Les espèces les plus significatives des niveaux inférieurs, *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970, *Gonyaulacysta* cf. *diutina*, *Biorbifera johnewingi*, *Polysphaeridium warreni*, *Achomosphaera neptuni* cf., *Amphorula metaelliptica*, *Oligosphaeridium asterigium*, *Kleithriasphaeridium fasciatum* disparaissent. Parmi les espèces qui y persistent, *Dingodinium albertii* est représentée par des exemplaires plus nombreux et *Cyclonephelium distinctum* devient plus abondante; *Oligosphaeridium complex* y est abondante, ainsi que deux espèces attribuées provisoirement au genre *Sentusidinium* — *Sentusidinium* sp. B, *Sentusidinium*? sp. *C*. *Cribroperidinium orthoceras*, *Oligosphaeridium* cf. *diastema*, *Tapeinosphaeridium* cf. *granulosum*, font leur apparition à ce niveau des calcaires siliceux, ainsi que *Meiourogonyaulax stoveri* et cf. *Ctenidodinium elegantulum*.

*Druggidium deflandrei* (distribution stratigraphique Valanginien-Barrémien cf. Habib, 1975) est l'espèce index d'une phylozone d'âge valanginien-hauterivien ou hauterivien dans l'Atlantique du Nord-Ouest (Cape Hatteras et Bahamas). *Oligosphaeridium complex* (espèce qui fait son début dans le Valanginien de Berrias et est présente aussi à la base de l'Hauterivien du stratotype — Milliod, 1969) est l'espèce index



Institutul Geologic al României

d'une concurrent-range zone, qui va du « Valanginien ou de l'Hauterivien au Barremien (ou à l'Aptien?) », identifiée dans le Néocomien de l'Atlantique du Nord (Habib, 1975). *Ctenidodinium elegantulum*, ayant une distribution stratigraphique du Valanginien au Barrémien (Duxbury, 1977), est l'espèce index d'une assemblage-zone d'âge hauterivien reconnue dans les formations de Mississauga et Verril Canyon des Grand Banks et du Scotian Shelf de l'Atlantique du Nord et dans l'Hauterivien de l'Atlantique de l'Est, près des côtes de l'Afrique — plateau marocain (Williams, 1975; Bujak&Williams, 1978). *Meiourogonyaulax stoveri*, espèce ayant une distribution stratigraphique du Valanginien à l'Aptien, fait aussi son apparition à ce niveau et devient très abondante à partir du Barrémien inférieur dans la formation de Svinița. *Oligosphaeridium complex*, *Cyclonephelium distinctum*, *Sentusidinium* sp. B sont au point de vue quantitatif les constituants principaux de l'association.

Tenant compte seulement de la répartition stratigraphique des espèces de ce niveau, il est difficile d'en préciser l'âge, parce que l'intervalle de distribution de la plupart des élements constituants va du Berriasien ou du Valanginien jusqu'au Barrémien. Des espèces dont le début est dans l'Hauterivien manquent. Aussi la limite avec l'Hauterivien pourrait être tracée entre ce niveau et le niveau sous-jacent seulement à cause de la disparition des espèces valanginiennes, à cause du renouvellement de l'association de dinoflagellés et parce que cette association est similaire à celle de la coupe du Pîrîul Morilor, qui comporte en outre *Spiniferites dentatus*, espèce qui fait son début dans l'Hauterivien.

### C. Distribution de dinoflagellés dans la formation de Svinița

*Coupe de Pîrîul Morilor*

Nous allons examiner la coupe de Pîrîul Morilor (pl. II) seulement à partir des niveaux calcaires à accidents siliceux où nous avons trouvé des dinoflagellés.

A partir des niveaux V1 = 8/7496 , à onze ou douze mètres au-dessus de la limite des calcaires à accidents siliceux avec les calcaires détritiques et jusqu'au niveau V7/2 = 13/7501, l'association est du même type:

*Apteodinium conjunctum*
*Baltisphaeridium* sp. B ex Habib, 1971
*Batioladinium* sp.
*Broomea*? sp.
*Cassiculosphaeridia magna*
*Cribroperidinium orthoceras*
*Cleistosphaeridium*? sp. A
cf. *Ctenidodinium elegantulum*
Dinoflagellé type A
*Dingodinium albertii*
*Druggidium deflandrei*
*Gonyaulacysta* cf. *diutina*
*Gonyaulacysta* sp. B

Institutul Geologic al României

cf. *Leptodinium* sp.
cf. *Millioudodinium* sp.
*Muderongia* cf. *mcwhaei*
*Muderongia staurota*
*Muderongia* cf. *tomaszowensis*
cf. *Cyclonephelium hystrix*
*Cyclonephelium distinctum*
*Meiourogonyaulax stoveri*
cf. *Operculodinium* sp.
*Oligosphaeridium complex*
*Oligosphaeridium* cf. *diastema*
*Phoberocysta neocomica*
*Pseudoceratium pelliferum*
*Sentusidinium* sp. B
*Sentusidinium*? sp. C
cf. *Sentusidinium*? *atlanticum*
*Spiniferites dentatus*
*Spiniferites ramosus*
*Systematophora complicata*
*Tapeinosphaeridium* cf. *granulatum*
*Wallodinium krutzschi*

Cette association est pareille à celle rencontrée à la partie supérieure de la coupe de Murguceva au niveau MO41/7495. Une espèce intéressante pour cet intervalle est *Spiniferites dentatus*, décrite de l'Hauterivien d'Allemagne (G o c h t, 1957) et identifiée depuis l'Hauterivien jusqu'au Barrémien dans les argiles de Speeton par D u x b u r y (1977), ainsi que dans l'Hauterivien de l'Atlantique du Nord — Scotian Shelf et de l'Atlantique de l'Est, près des côtes de l'Afrique — Sénégal (B u j a k & W i l l i a m s, 1978). La répartition de chaque espèce dans les différents niveaux est représentée dans la planche II. La proportion des éléments prédominants est la même (l'association est caractérisée par la prédominance d'*Oligosphaeridium complex*, *Cyclonephelium distinctum*, *Sentusidinium* sp. B, *Sentusidinium*? sp.C) qu'au niveau MO41/7495 de la coupe de Murguceva ; les associations de dinoflagellés des niveaux mentionnés dans les coupes de Murguceva et de Pîrîul Morilor sont donc du même âge, qui doit être l'Hauterivien, tenant compte de la présence de l'espèce *Spiniferites dentatus* qui débute à l'Hauterivien et du fait que cette association est située entre une association valanginienne et une association du Barrémien inférieur.

A partir du niveau V7/2 = 13/7501, un nouveau changement se produit dans l'association de dinoflagellés. L'association est presque la même que celle de l'intervalle marqué par les niveaux V1 = 8/7496 — — V6 = 12/7500 (seule *Odontochitina operculata* fait son apparition), mais la proportion des éléments constituants est toute autre. *Dingodinium albertii*, *Meiourogonyaulax stoveri*, les espèces du groupe *Spiniferites ramosus*, *Gonyaulacysta* sp. B, et une espèce d'acritarche *Baltisphaeridium* sp. B ex S i n g h, 1971 deviennent fort abondantes. Des espèces qui

Institutul Geologic al României

formaient le fond de l'association hauterivienne, seule *Cyclonephelium distinctum* reste abondante; les deux espèces de *Sentusidinium* (C et B) sont plus faiblement représentées, ainsi que *Oligosphaeridium complex*. Ce type d'association est observable jusqu'au niveau V8/1 = 14/7502.

Cette association appartient au Barrémien selon les ammonites (Barrémien inférieur, zones à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia* et zone à *Leptoceras* et *Holcodiscus*), l'abondance en *Dingodinium albertii* — espèce très proche de *D. cerviculum* Cookson&Eisenack, 1958, très fréquente dans le Barrémien de la Dobrogea et de la Plate-forme moesienne (Baltes, 1971 et 1974) étant aussi un argument dans ce sens.

A partir du niveau V8/5 = 15/7504, un nouveau changement se produit dans l'association de dinoflagellés par l'apparition de l'espèce *Prolixosphaeridium parvispinum*, espèce qui fait son début à la partie terminale du Barrémien inférieur, respectivement au Barrémien « moyen » sensu Davey&Verdier (1974), quoique d'autres auteurs la trauvent au Jurassique?. Cette espèce, identique à *Prolixosphaeridium deirense* Davey, Downie, Sarjeant&Williams, 1966 et considérée synonyme de *P. parvispinum* par Davey&Verdier (1974) est probablement un bon marqueur á Svinița au moment de son apparition du Barrémien supérieur.

Nous considérons donc que, conformément à la distribution des dinoflagellés, c'est au niveau V8/5 = 15/7504 que commence le Barrémien supérieur. L'association du niveau V8/5 = 15/7504 se maintient avec les mêmes caractères jusqu'à la partie supérieure de la coupe du Pîriul Morilor V11/2 = 19/7507. Elle comprend :

*Batioladinium* sp.
*Baltisphaeridium* sp. B. ex Singh, 1971
*Cribroperidinium orthoceras*
*Coronifera oceanica*
*Cometodinium* ? sp.
*Cymatiosphaera pachytheca*
*Dingodinium albertii*
*Druggidium deflandrei*
*Gonyaulacysta* sp. B
*Gonyaulacysta* sp. C
*Cyclonephelium distinctum*
cf. *Leptodinium* sp.
*Meiourogonyaulax stoveri*
*Muderongia mcwhaei*
*Oligosphaeridium* cf. *diastema*
*Oligosphaeridium complex*
*Odontochitina operculata*
*Prolixosphaeridium parvispinum*
*Pseudoceratium pelliferum*
*Pterospermopsis* spp. (voir chapitre III. A)
*Sentusidinium*? sp. C
*Sentusidinium* sp. B

Institutul Geologic al României

*Sentusidinium*? sp. D
*Subtilisphaera* cf. *perlucida*
*Spiniferites ramosus*
*Tanyosphaeridium* sp. B
*Wallodinium krutzschi*

L'apparition de quelques espèces nouvelles à la partie supérieure de la succession stratigraphique de la coupe de Pîrîul Morilor semble présenter à la première vue un intérêt chronostratigraphique. Mais les espèces de *Pterospermospsis* et *Cymatiosphaera pachytheca* sont liées plutôt aux conditions locales de faciès marquées au Barrémien supérieur par un enrichissement progressif en spores et pollens trahissant la proximité d'une aire continentale. Ce palynofaciès avec *Cymatiosphaera*, *Pterospermopsis* et nombreux spores et pollens semble être lié aux mouvements de surrection qui ont culminé sur le territoire des Carpathes de Roumanie à l'Aptien.

*Subtilisphaera* cf. *perlucida* est cité comme débutant au Valanginien des diverses régions du monde par Harker & Sarjeant (1975), donc son apparition à la partie supérieure de la coupe n'a probablement qu'une signification écologique. *S. perlucida* a été rencontré dans beaucoup de régions du monde dans le Crétacé inférieur, dans l'Hauterivien du stratotype (Millioud, 1969), dans l'Atlantique du Nord (Scotian Shelf et Grand Banks) de l'Hauterivien à l'Aptien (Bujak & & Williams, 1978), en Angleterre (Speeton Clay) dans le Barrémien supérieur (Davey, 1974) etc.

*Coupes de Pîrîul Țiganilor, Temeneacia, route Orșova-Svinița, port de Svinița*

Les échantillons qui proviennent de la partie supérieure de la formation de Svinița (sous-formation de Temeneacia) et qui ont été prélevés des coupes Pîrîul Țiganilor, Temeneacia, la route Orșova-Svinița (pl. III) contiennent le même type d'associations que plus haut:

*Cleistosphaeridium*? sp. A
*Cribroperidinium orthoceras*
*Cometodinium*? sp.
*Cyclonephelium distinctum*
Dinoflagellé type A
*Dingodinium albertii*
*Druggidium deflandrei*
*Florentinia mantelli*
*Fromea amphora*
*Gonyaulacysta* sp. A
*Gonyaulacysta* sp. B
*Meiourogonyaulax stoveri*
*Odontochitina operculata*
*Oligosphaeridium complex*
*Prolixosphaeridium parvispinum*
*Pterospermopsis* spp.

Institutul Geologic al României

*Sentusidinium*? sp. D
*Spiniferites ramosus*
*Tapeinosphaeridium* cf. *granulatum*
cf. *Silicisphaera* sp.
*Wallodinium krutzschi*

L'association de dinoflagellés trouvée dans ces coupes (pl. III) est semblable à celle de la partie supérieure de la formation de Svinița de la coupe de Pîrîul Morilor entre les niveaux V8/5 = 15/7504 — V11/2 = = 19/7507; en plus, ici apparaissent *Florentinia mantelli*, espèce qui débute dans le Barrémien selon Davey & Verdier (1976) et des exemplaires attribués avec doute au genre *Silicisphaera*. Cette association appartient au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur selon les ammonites. Il est à remarquer que l'association de dinoflagellés ne subit pas de modifications notables, ni à la limite Barrémien-Aptien, ni dans l'intervalle de l'Aptien inférieur; c'est la même association de dinoflagellés.

## IV. CORRÉLATION ENTRE ASSOCIATIONS DE DINOFLAGELLÉS ET ZONES D'AMMONITES ET DE CALPIONELLES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE SVINIȚA. CORRÉLATIONS INTERRÉGIONALES.

Ainsi qu'il résulte du chapitre précédent, dans les formations de Murguceva et Svinița une distribution stratigraphique zonaire des dinoflagellés à été observée. Nous allons présenter ces zones, qui sont des biozones avec une valeur que nous considérons pour le moment locale. L'âge de ces zones est établi suivant la corrélation avec les zones de calpionelles et d'ammonites. Les zones de dinoflagellés du Crétacé inférieur de Svinița ont beaucoup de traits communs avec les zones palynologiques établies dans le Crétacé inférieur d'autres régions du monde; des corrélations peuvent être faites entre ces zones.

### *Zone à Druggidium apicopaucicum et Phoberocysta neocomica (Concurrent range — zone)*

Biozone mise en évidence dans le ruisseau de Murguceva (pl. I) dans l'intervalle compris entre environ 28 mètres et environ 60 mètres au-dessus de la base de la formation du Murguceva, c'est-à-dire dans l'intervalle MO21/7341 et MO38 ou 39 (au-dessus de MO36/7494 et audessous de MO41/7495).

L'intervalle stratigraphique dans lequel cette zone a été mise en évidence est-il d'environ 35 mètres?

Les espèces index font leur début à partir du Berriasien. D'autres espèces présentes dans cette biozone sont: *Gonyaulacysta* sp. A, *Cometodinium*? sp., *Gonyaulacysta* cf. *diutina*, *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970, *Wallodinium krutzschi*, cf. *Pterospermopsis* sp., *Prolixosphaeridium* sp. A, *Muderongia* cf. *tomaszowensis*, *Sentusidinium*? sp. A, *Muderongia staurota*, *Kleithriasphaeridium fasciatum*, *Cassiculosphaeridia magna*, *Achomosphaera neptuni*, *Gonyaulacysta* sp. B, *Oligosphaeridium asterigium*, les sous-espèces du groupe *Spiniferites ramosus*, *Sentusidinium* sp. B, *Pseudo-*

Institutul Geologic al României

*ceratium pelliferum*, *Polysphaeridium warreni*, *Cyclonephelium distinctum*, *Tanyosphaeridium* sp. A, *Occisucysta tentoria*.

Des espèces dont la distribution stratigraphique est connue comme débutant au Jurassique supérieur ou au Berriasien inférieur, mais qui s'éteignent dans cette zone, sont : *Chytroeisphaeridia chytroeides*, *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970, cf. *Xenicodinium densispinosum*, *Tapeinosphaeridium pericompsum*, cf. *Amphorula metaelliptica*, *Biorbifera johnewingi*.

La zone à *Druggidium apicopaucicum* et *Phoberocysta neocomica* correspond à la partie terminale de la zone Calpionellopsis, la zone Calpionellites et aux niveaux qui comportent *Kilianella* ex gr. *roubaudiana* et *Olcostephanus* spp. L'âge de la zone à *Druggidium apicopaucicum* et *Phoberocysta neocomica* correspond à l'intervalle Berriasien supérieur-Valanginien.

On peut corréler le contenu en dinoflagellés de cette biozone avec le contenu en dinoflagellés du Berriasien et du Valanginien des stratotypes (Millioud, 1969; Habib&Warren, 1973 cf. Habib, 1975; Millioud, 1975 cf. Habib, 1975), avec la zone à *Druggidium apicopaucicum* (Berriasien-Valanginien) du Neocomien de l'Atlantique du Nord — 600 km Est du Cape Hatteras et du Blake Bahamas Outer Ridge System (DSDP site 50 et DSDP sites 99, 100, 101 ; Habib, 1975), avec la zone à *Phoberocysta neocomica* des formations Mississauga et Verril Canyon du Scotian Shelf et Grand Banks de l'Atlantique canadien (Williams, 1975; Bujak& Williams, 1978), avec la zone à *Phoberocysta neocomica* de l'Atlantique de l'Est près des côtes de l'Afrique au Nord-Ouest du plateau marrocain (Williams, 1978) et partiellement avec la zone à *Phoberocysta neocomica* trouvée par Baltes (1971) dans la Plate-forme moesienne.

La distribution stratigraphique des genres et espèces dans cette zone suggère la possibilité de la diviser en deux sous-zones, une inférieure, à *Druggidium apicopaucicum*, et l'autre, supérieure, avec *Oligosphaeridium asterigium*, *Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi*. Des recherches ultérieures pourront prouver que ces sous-zones représentent en réalité deux zones distinctes, mais pour le moment, à cause de la distribution stratigraphique — on voit que plusieurs espèces significatives font leur apparition dans des niveaux différents — ou elles sont très rares, par exemple *Biorbifera johnewingi*, ou elles sont abondantes mais cantonnées seulement dans un seul niveau, par exemple *Oligosphaeridium asterigium*. Ainsi nous considérons ces deux associations comme représentant les sous-zones d'une seule biozone à *Phoberocysta neocomica et Druggidium apicopaucicum*.

La sous-zone à *Druggidium apicopaucicum* ne se présente bien definie que dans le niveau MO21/7341 (pl. I) de la coupe du ruisseau Murguceva ; les associations des niveaux MO23/7951, MO24/7952, MO25/7953 lui appartiennent probablement aussi.

L'intervalle stratigraphique qui revient à cette sous-zone est d'environ 10 mètres ?

Institutul Geologic al României

Cette sous-zone est caracterisée par l'abondance en *Druggidium apicopaucicum* (donc elle est partiellement une zone d'acmée) et par la présence d'*Occisucysta* sp. ex G i t m e z, 1970. Les espèces qui font leur début dans cette sous-zone sont : *Gonyaulacysta* sp. A, *Gonyaulacysta* cf. *diutina*, *Cometodinium*? sp., *Wallodinium krutzschi*, cf. *Pterospermopsis* sp., *Prolixosphaeridium* sp. A, *Muderongia* cf. *tomaszowensis*, *Sentusidinium*? sp. A.

La sous-zone à *Druggidium apicopaucicum* correspond à la partie terminale de la zone Calpionellopsis et à la partie inférieure de la zone Calpionellites ; l'âge de cette sous-zone est donc équivalent du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur.

La sous-zone à *Oligosphaeridium asterigium*, *Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi* correspond à l'intervalle marqué par les niveaux MO30/7493 — MO36/7494 de la coupe du ruisseau Murguceva.

L'intervalle stratigraphique qui revient à cette sous-zone est d'environ 20 mètres.

Elle est caracterisée par la présence des espèces *Oligosphaeridium asterigium*, *Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi*. C'est dans le même intervalle que débutent aussi : *Muderongia staurota*, *Kleithriasphaeridium fasciatum*, *Cassiculosphaeridia magna*, *Achomosphaera neptuni*, *Gonyaulacysta* sp. B, les sous-espèces du groupe *Spiniferites ramosus*, *Sentusidinium* sp. B, *Pseudoceratium pelliferum*, *Cyclonephelium distinctum*, *Tapeinosphaeridium* sp. A, *Occisucysta tentoria*.

Les espèces qui font leur apparition au Jurassique ou au Berriasien, mais qui s'éteignent dans cette sous-zone, sont : *Chytroeisphaeridia chytroeides*, *Occisucysta* sp. ex G i t m e z, 1970, cf. *Xenicodinium densispinosum*, *Tapeinosphaeridium pericompsum*, cf. *Amphorula metaelliptica*, *Biorbifera johnewingi*. En outre y sont présents *Dingodinium albertii* (très rare), *Tanyosphaeridium* sp. A, *Biorbifera* sp. A.

La sous-zone à *Oligosphaeridium asterigium*, *Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi* est équivalente de la zone Calpionellites et de l'intervalle stratigraphique dans lequel ont été trouvées *Kilianella* ex gr. *roubaudiana* (= Valanginien inférieur ) et *Olcostephanus* sp. (= Valanginien supérieur à la limite avec l'Hauterivien). L'âge de cette sous-zone correspond au Valanginien.

Les dinoflagellés de la sous-zone à *Oligosphaeridium asterigium*, *Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi* peuvent être corrélés avec ceux de la zone à *Biorbifera johnewingi* de la Deer Bay Formation du Canada de l'Ouest, trouvée dans les dépôts avec *Thorsteinssonoceras ellesmerensis* et *Buchia keyserlingi* (= la zone à *Kilianella roubaudiana*) et les dépôts à *Polyptychites keyserlingi*, *Tollia mutabilis* et *Buchia pacifica* (= la zone à *Saynoceras verrucosum* identifiée par P o c o c k (1976).

*Zone à Oligosphaeridium complex et Druggidium deflandrei (Concurrent range-zone)*

Cette biozone a été identifié à la partie supérieure des calcaires à accidents siliceux de la coupe de Murguceva, à partir du niveau MO41/

Institutul Geologic al României

/7495 situé au-dessus de la base de ces calcaires et dans la coupe du Pîrîul Morilor à la partie supérieure des calcaires à accidents siliceux (formation de Murguceva) et à la base des calcaires marneux et schisteux de la formation de Svinița (sous-formation de Pîrîul Morilor), c'est-à-dire 10—15 mètres au-dessus de la limite des calcaires siliceux avec les calcaires détritiques (niveau V1/8 = 7496) et jusqu'à environ 48 mètres au-dessus de cette limite (niveau V6 = 12/7500, voir planche II).

L'intervalle stratigraphique qui revient à cette biozone est épais d'environ 25 mètres dans la coupe de Murguceva et d'environ 48 mètres dans la coupe de Pîrîul Morilor.

Cette zone est caractérisée par l'apparition des espèces *Oligosphaeridium complex* (début Valanginien-Hauterivien) et *Druggidium deflandrei* (Valanginien-Barrémien). Y font aussi leur apparition : *Sentusidinium*? sp. C, *Cribroperidinium orthoceras*, *Ctenidodinium elegantulum*, *Apteodinium conjunctum*, *Baltisphaeridium* sp. B ex Habib, 1971, *Oligosphaeridium* cf. *diastema*, *Tapeinosphaeridium* cf. *granulosum*, *Meiourogonyaulax stoveri*, *Broomea*? sp., *Spiniferites dentatus*, cf. *Sentusidinium*? *atlanticum*, *Batioladinium* sp. Les espèces qui disparaissent dans cette zone sont : *Druggidium apicopaucicum*, *Oligosphaeridium asterigium*, *Kleithriasphaeridium fasciatum*, *Ctenidodinium elegantulum*, *Apteodinium conjunctum*, et les espèces qui la transgressent sont : *Gonyaulacysta* cf. *diutina*, *Muderongia* cf. *tomaszowensis*, *Muderongia staurota*, *Pseudoceratium pelliferum*, *Phoberocysta neocomica*, *Cassiculosphaeridia magna*, *Wallodinium krutzschi*, *Dingodinium albertii*, Dinoflagellé type A, *Gonyaulacysta* sp. B, les sous-espèces du groupe *Spiniferites ramosus*, *Cyclonephelium distinctum*, *Cometodinium*? sp.

Cette zone est caracterisée aussi par l'abondance des espèces *Oligosphaeridium complex*, *Cyclonephelium distinctum*, *Sentusidinium*? sp. C, *Sentusidinium* sp. B et partiellement (seulement dans la coupe de Pîrîul Morilor) par la présence de *Spiniferites dentatus*, espèce qui fait son début à l'Hauterivien.

La biozone à *Oligosphaeridium complex* et *Druggidium deflandrei* commence dans la coupe de Murguceva au-dessous du niveau à *Teschenites pachydicranus*, à la limite Valanginien-Hauterivien, et est corrélable sur la coupe du ruisseau Morilor avec l'intervalle contenant *Spitidiscus* cf. *incertus*, *Crioceratites majoricensis*, *Crioceratites matsumotoi* et la biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspiniceras jourdani*. L'âge de cette zone identifiée à la partie supérieure de la formation de Murguceva et à la partie inférieure de la formation de Svinița est l'Hauterivien.

On peut corréler cette zone partiellement avec la zone à *Oligosphaeridium complex* (d'âge valanginien-barrémien) du Néocomien de l'Atlantique du Nord (Habib, 1975), avec la zone à *Ctenidodinium elegantulum* de l'Hauterivien de l'Atlantique de l'Est — DSDP 370 près de la bordure du plateau marocain — les côtes de l'Afrique, par la présence de *Spiniferites dentatus*, *Oligosphaeridium complex*, *Ctenidodinium elegantulum*; avec l'Hauterivien d'Allemagne (Gocht, 1957; 1959) et celui

Institutul Geologic al României

des stratotypes du Crétacé inférieur par la composition générale de l'association.

*Zone à Dingodinium albertii et Meiourogonyaulax stoveri (Peak-zone)*

Cette biozone a été identifiée seulement dans la coupe de Pîrîul Morilor dans l'intervalle compris entre environ 16 et 33 mètres au-dessus de la limite entre les calcaires à accidents siliceux et les calcaires marneux de la formation de Svinița (sous-formation de Pîrîul Morilor), c'est-à-dire dans l'intervalle qui comprend les niveaux V7/3 = 13/7501 à V8/5 = 15/7504 (un peu au-dessous de ce dernier niveau, voir la planche II).

L'intervalle stratigraphique qui correspond à cette biozone est épais d'environ 19 mètres.

Cette biozone est caracterisée par la prédominance quantitative des espèces *Dingodinium albertii* et *Meiourogonyaulax stoveri*, qu'on trouve dans les zones sous-jacentes en très faibles pourcentages mais qui deviennent brusquement abondantes dans cet intervalle.

Dans cette biozone, *Odontochitina operculata* fait son apparition. *Sentusidinium* sp. B, *Oligosphaeridium complex* et *Sentusidinium?* sp. C deviennent rares, tandis que *Gonyaulacysta* sp. B, les sous-espèces du groupe *Spiniferites ramosus*, *Baltisphaeridium* sp. B ex Habib, 1971 croissent en abondance. *Cyclonephelium distinctum* s'y maintient abondante.

Cette zone correspond aux biozones à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia* et celle à *Leptoceras* et *Holcodiscus*. Son âge est équivalent du Barrémien inférieur.

On peut corréler cette zone, partiellement, avec la zone à *Dingodinium cerviculum* et *Apteodinium granulatum* du Barrémien de la Plateforme moesienne (Baltes, 1971).

*Zone à Prolixosphaeridium parvispinum (Concurrent range-zone)*

Cette biozone a été mise en évidence dans les coupes de Pîrîul Morilor, Temeneacia, Pîrîul Țiganilor, de la route Svinița-Orșova, et du débarcadère de Svinița, dans la formation de Svinița, notamment à la partie supérieure de la sous-formation de Pîrîul Morilor et dans la sous-formation de Temeneacia (calcaires marneux, marnes, marnoargiles, planches II et III).

L'intervalle stratigraphique qui revient à cette zone est épais d'environ 65 mètres dans la coupe de Pîrîul Morilor et de 50 mètres dans les coupes de Pîrîul Țiganilor completées par celle de Temeneacia (voir planches II et III).

Cette zone est caracterisée par l'apparition de l'espèce *Prolixosphaeridium parvispinum*, espèce dont le début est censé être la partie terminale du Barrémien inférieur, respectivement dans le « Barrémien moyen » (Davey & Verdier, 1974). Dans la région de Svinița le début de cette espèce se situe au niveau V8/5 = 15/7504, c'est-à-dire à la partie basale du Barrémien supérieur.

Institutul Geologic al României

La biozone à *Prolixosphaeridium parvispinum* correspond dans la coupe de Pîrîul Morilor à l'intervalle qui comprend le sommet de la biozone à *Leptoceras* et *Holcodiscus* jusqu'à la biozone à *Imerites* et *Eristavia* y compris. Sur les coupes de Pîrîul Țiganilor, Temeneacia, route Svinița-Orșova et le débarcadère de Svinița, la zone à *Prolixosphaeridium parvispinum* correspond aux biozones à *Imerites* et *Eristavia*, à la biozone à « *Crioceratites* » ex gr. *barremense-orbignyi* et à la biozone à *Pseudohaploceras matheroni* et *Deshayesites weissi*. L'âge de cette biozone correspond au Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Le contenu en dinoflagellés de cette biozone peut être corrélé avec le Barrémien supérieur des argiles de Speeton (D a v e y, 1974) et le Barrémien supérieur du stratotype ( M i l l i o u d , 1969).

## V. CONCLUSIONS

L'étude des dinoflagellés du contenu palynologique des formations de Svinița et Murguceva a permis d'identifier des biozones de dinoflagellés, biozones corrélables avec celles données par les ammonites et les calpionelles des mêmes formations. Quoique étant des biozones avec une valeur pour le moment locale, ces zones ont beaucoup de traits communs avec les zones de dinoflagellés établies dans d'autres régions du monde pour le Crétacé inférieur et pourront dans l'avenir servir à l'identification de chronozones.

— La biozone à *Druggidium apicopaucicum* et *Phoberocysta neocomica* (concurrent range-zone) dans la formation de Murguceva est corrélable avec la partie terminale de la zone Calpionellopsis, la zone Calpionellites et avec les niveaux de calcaires à accidents siliceux contenant *Kilianella* ex gr. *roubaudiana* et *Olcostephanus* spp. L'intervalle stratigraphique correspondant à cette biozone est le Berriasien supérieur-Valanginien. Cette biozone a été identifiée dans la partie moyenne des calcaires à accidents siliceux de la formation de Murguceva, sur la coupe de Murguceva.

Deux sous-zones ont été identifiées dans cette biozone. Celle inférieure, à *Druggidium apicopaucicum*, correspond à la partie terminale de la zone Calpionellopsis et à la partie inférieure de la zone Calpionellites. L'âge de cette sous-zone est équivalent du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.

La sous-zone supérieure est celle à *Oligosphaeridium asterigium*, *Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi*. Elle correspond à la partie supérieure de la zone Calpionellites et au niveaux à *Kilianella* ex gr. *roubaudiana* et *Olcostephanus* spp. L'âge de cette sous-zone correspond à la partie moyenne du Valanginien inférieur jusqu'au Valanginien supérieur y compris

Le contenu en dinoflagellés de cette zone peut être corrélé avec la zone à *Druggidium apicopaucicum* (Berriasien-Valanginien) du Néocomien de l'Atlantique du Nord — 600 km Est du Cape Hatteras et du Blake Bahamas Outer Ridge System (DSDP site 105 et DSDP sites 99,

Institutul Geologic al României

100, 101; Habib, 1975) avec la zone à *Phoberocysta neocomica* des formation Mississauga et Verril Canyon du Scotian Shelf et Grand Banks de l'Atlantique canadien (Williams , 1975; Bujak & Williams, 1978), avec la zone à *Phoberocysta neocomica* de l'Atlantique de l'Est près des côtes de l'Afrique au Nord-Ouest (du Plateau marocain (Williams, 1978), partiellement (la sous-zone à *Oligosphaeridium asterigium, Polysphaeridium warreni* et *Biorbifera johnewingi*) avec la zone à *Biorbifera johnewingi* de la Deer Bay Formation du Canada de l'Ouest, trouvée dans les dépôts à *Thorsteinssonoceras ellesmerensis* et *Buchia keyserlingi* (= la zone à *Kilianella roubaudiana*) et les dépôts à *Polyptychites keyserlingi, Tollia mutabilis* et *Buchia pacifica* (= la zone à *Saynoceras verrucosum* identifiée par Pocock, 1976), avec le Berriasien et le Valanginien des stratotypes selon les dinoflagellés (Millioud, 1969; Habib & Warren, 1973 cf. Habib, 1975; Millioud, 1975 cf. Habib, 1975), et partiellement avec la zone à *Phoberocysta neocomica* du Berriasien de la Plate-forme moesienne (Baltes, 1971).

— La biozone *à Oligosphaeridium complex* et *Druggidium deflandrei* (concurrent range-zone) dans la coupe de Murguceva, formation de Murguceva débute au-dessous du niveau à *Teschenites pachydicranus*, à la limite Valanginien-Hauterivien. Cette biozone est corrélable aussi sur la coupe du ruisseau Morilor avec l'intervalle contenant *Spitidiscus* cf. *incertus, Crioceratites majoricensis, Crioceratites matsumotoi*, la biozone à *Crioceratites duvali*, et à la biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspinoceras jourdani* (la partie supérieure de la formation de Murguceva et la partie inférieure de la formation de Svinița). L'âge de cette biozone correspond à l'Hauterivien.

Cette biozone peut se corréler partiellement avec la zone à *Oligosphaeridium complex* (d'âge valanginien-barrémien) du Néocomien de l'Atlantique du Nord (Habib, 1975); avec la zone à *Ctenidodinium elegantulum* de l'Hauterivien de l'Atlantique de l'Est — DSDP 370 près de la bordure du plateau marocain — les côtes de l'Afrique, par la présence de *Spiniferites dentatus, Oligosphaeridium complex, Ctenidodinium elegantulum*; avec l'Hauterivien d'Allemagne (Gocht, 1957; 1959) et celui des stratotypes du Crétacé inférieur par la composition générale de l'association.

— La biozone à *Dingodinium albertii* et *Meiourogonyaulax stoveri* (peak zone) est corrélable avec les biozones à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia* et partiellement avec la zone à *Leptoceras* et *Holcodiscus* sur la coupe de Pîrîul Morilor, sous-formation de Pîrîul Morilor. L'âge de cette biozone est équivalent du Barrémien inférieur.

On peut corréler cette zone avec la zone à *Dingodinium cerviculum* et *Apteodinium granulatum* (partiellement) du Barrémien de la Plate-forme moesienne (Baltes, 1971).

— La biozone à *Prolixosphaeridium parvispinum* est corrélable dans la coupe du Pîrîul Morilor, formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor et la sous-formation de Temeneacia avec l'intervalle du sommet de la biozone à *Leptoceras* et *Holcodiscus* jusqu'à la biozone à *Imerites* et

Institutul Geologic al României

*Eristavia* y compris. Sur les coupes de Pîrîul Țiganilor, Temeneacia, route Svinița-Orșova et le débarcadère de Svinița, la zone à *Prolixosphaeridium parvispinum* correspond à l'intervalle comprenant les biozones à *Imerites et Eristavia*, la biozone à « *Crioceratites* » ex gr. *barremense-orbignyi* et celle à *Pseudohaploceras matheroni* et *Deshayesites weissi*. L'âge de cette biozone correspond au Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

La zone à *Prolixosphaeridium parvispinum* peut être corrélée partiellement avec le Barrémien supérieur des argiles de Speeton (D a v e y, 1974) et le Barrémien supérieur du stratoytpe (M i l l i o u d, 1969).

## BIBLIOGRAPHIE


A l b e r t i G. (1961) Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiärer Dinoflagellaten und Hystrichosphaeriden von Nord — und Mittel — Deutschland sowie einigen anderen europäischen gebieten. *Palaeontographica A*, 116, 1—103, pl. 1—12, Stuttgart.

A v r a m E. (1976) La succession des dépôts Tithoniques supérieurs et Crétacés inférieurs de la région de Svinița (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII (1974—1975), 53—71, fig. 1, pl. 1, București.

B a l t e ș N. (1969) Discontinuități în repartiția microflorei cretacice din Platforma Moesică. *Petrol și gaze*, X, 5, 332—338, fig. 1—5, București.

— (1971) Stadiul actual al cercetărilor palinologice asupra formațiunilor cretacice și terțiare de interes petrolier din România. În „Progrese în Palinologia Românească", 53—62, pl. 1, Ed. Acad. R.S.R., București.

— (1974) Contribuții palinologice la cunoașterea stratigrafiei depozitelor cretacice inferioare din Dobrogea. *Petrol și gaze*, XXV, 5, 243—247, fig.1, tabl. 1, București.

B o l d o r C., A v r a m E. (1972) Asupra prezenței Albianului în zona Svinița (Banat) *D.S. Inst. geol.*, LVII, 4, (1971), 73—81, 3 fig., 1 pl., București.

B r e š l k o v s k i S. (1973) Particularités asynchrones dans l'évolution de la faune du Barrémien inférieur en Bulgarie. *C. R. Acad. Bulgar. Sci.*, 26, 2, 263—265, 1 fig., Sofia.

B u j a k J. P., W i l l i a m s G. L. (1978) Cretaceous Palynostratigraphy of offshores southeastern Canada. *Geological Survey of Canada*, 297, 1—19, text- fig. 1—7, pl. 1—3, Quebec, Ottawa.

C o d a r c e a Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Rom.*, XX, 1, 1—74, 4 pl., București.

D a v e y R. J., V e r d i e r J-P. (1973) An investigation of Microplankton assemblages from latest Albian (Vraconian) sediments. *Rev. Española de Micropaleontologia*, V2, 173—212, text-fig. 1—12, pl. 1—5, Madrid.

D a v e y R. J. (1974) Dinoflagellate cysts from the Barremian of the Speeton Clay, England. In : Symposium on stratigraphical palynology, Birbal Sahni Inst. *Palaeobotany Spec. Publ.*, 3, text-fig. 1—6, 41—75, pl. 1—9, Lucknow.

— V e r d i e r J.-P. (1974) Dinoflagellate cysts from the Aptian type section at Gargas and La Bédoule, France. *Paleontology* 17, 3, 623—653. pls. 91—93, London.


Institutul Geologic al României

— Verdier J.-P. (1976) A review of certains nontabulate cretaceous hystrichosphaerids dinocysts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 22, 307—335, fig. 1—8, pl. I—IV, Amsterdam.

Dodekova L. (1969) Dinoflagellés et Acritarches du Tithonique aux environs de Pleven, Bulgarie centrale du Nord. *Bulgarian Acad. Sci., Geol. Inst. Bull.*, 18, 13—24, Sofia.

Duxbury S. (1977) A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England. *Palaeontographica B*, 1—3, 160, 17—67, 15 pl., 21 figs., Stuttgart.

Gitmez G. U. (1970) Dinoflagellate cysts and acritarchs from the basal Kimmeridgian (Upper Jurassic) of England, Scotland and France. *Bull. of the British Museum (Natural History), Geology*, 18, 7, 236—327, fig. 1—34, pl. 1—14, tabl. 1—4, London.

Gocht H. (1957) Mikroplankton aus dem nordwestdeutschen Neokom. I. *Paläont.Zeitschr.*, 31, 163—185, pl. 18—20, Stuttgart.

— (1959) Mikroplankton aus dem nordwestdeutschen Neokom. II. *Paläontol. Zeitschr.*, 33, 50—89, pl. 3—8, Stuttgart.

Habib D. (1973) Taxonomy, morphology and suggested phylogeny of the dinoflagellate genus Druggidium. Geoscience and Man, VII, 47—55, 3pl., 4 text-fig., 1 tabl., New-York.

— (1975) Neocomian dinoflagellate zonation in the western North Atlantic. *Micropaleontology*, 21, 4, 373—392, pls. 1—3, New-York.

Harker S. D., Sarjeant W.A.S. (1975) The stratigraphic distribution of organic walled dinoflagellate cysts in the Cretaceous and Tertiary. *Review of Palaeobotany and Palynology* 20, 217—315, tabl. 1, chart 1—68, pl. 1, Amsterdam.

Ioannides N. S., Stavrinos G. N., Downie C. (1976) Kimmeridgian mikroplankton from Clavell's Hard, Dorset, England. *Micropalentology*, 22, 4, 443—479, pl. 1—5, text. fig. 1—14, New-York.

Kilian A. (1907—1913) Unterkreide in südostlichen Frankreichn. Lethaea geognostica II, 3? 398 p., 14 pl., Stuttgart.

Koch F. (1912) Bericht über meine paläontologischen Aufsammlungen und stratigraphischen Beobachtungen Wahrend des Sommers 1909 in der Umgebung von Szvinica im Komitat Krassoszöreny. *Jb. d, k. Geol. R.A.* f. 123—126, Budapest.

Kudernatsch J. (1852) Die Ammoniten von Swinitza. Abhandl der K. K. geol. R. A. Bd. I. Wien.

Lapeyre J.-F., Thomel G. (1974) Considérations sur la valeur et la situation stratigraphique précise de la zone à Angulicostata (Néocomien) *C. R. Acad. Sci.*, 278, D, 2889—2892, Paris.

Milioud M. E. (1969) Dinoflagellate and Acritarchs from some western European Lower Cetaceous type localities. In : Bronniman P. & Renz H. H. (eds.) : Internat. Conf. Planktonic Microfossils, 4st, Genève, 1967, Proceedings, E. J. Brill, 2, 420—434, pls. 1—3, tabl. 1—3, Leiden.

Muller S. W., Schenk H. G. (1943) Standard of Cretaceous System. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 27, 3, 262—278, 7, figs., Tulsa.

Năstăseanu S. (1980) Géologie des Monts Cerna. *Ann Inst. geol. geofiz.*, LIV, 153—280, 28 fig., 3 pl., București.

Institutul Geologic al României

Patrulius D. (1969) Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dîmbovicioarei Ed. Acad. R. S. România, 321 p., București.

— Avram E. (1976) Stratigraphie et corrélation des terrains néocomiens et barrémo-bédouliens du Couloir de Dîmbovicioara (Carpathes Orientales). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, LXII, 4, 135—160, 15 figs., București.

Pocock S.A.J. (1976) A preliminary dinoflagellate zonation of the Uppermost Jurassic and Lower part of the Cretaceous, Canadian Arctic, and possible correlation in the western Canada Basin. *Geoscience and Man*, XV, 101—114, 2 pl., 3 text-fig., New-York,

Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din munții Vilcan (The Mesozoic sedimentary formations from the Vilcan Mts.). Area — Southern Carpathians). Ed. Acad. R .S. România, 115 p., 36 fig. 13 pl., tabl., București.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița — Fața Mare. *Bul St. Acad. R.P.R., Sect. Șt. Biol., Agronomice, Geol., Geogr.*, V, 2, 307—409, 38 fig., 2 pl. București.

— (1960) Recherches géologiques dans la région Svinița — Fața Mare. *Ann. Com. Geol.*, XXVI—XXVIII, 347—383, 14 fig., 1 carte, București.

— Popescu Gh. (1964) Studiul micropaleontologic al Cretacicului inferior de la Svinița (Banatul) de Sud). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geol.)*, 9, 51—60, 29 fig., București.

— Todiriță—Mihăilescu Victoria, Mutiu R. (1969) Noi contribuții la cunoașterea Eocretacicului din regiunea Svinița și corelarea lui cu Eocretacicul din Platforma Moesică. *An. Univ. București, Geologie* 127, 130, 4 pl., București.

Rusu A. (1970) Biozonele de calpionele din Tithonic-Neocomianul zonei Svinița (Banat). *Stud. cerc. geol. geogr (Geol.)* 15, 2, 489—497, 2 fig. 4 pl., 1 tab., București.

Sarjeant W.A.S. Downie C. (1974) The Classification of Dinoflagellate Cysts Above Generic Level; a Discussion and Revision. *Palaeobotanist*, Birbal Sahni Institute Paleobotany, Spec. Publ., 3, 9—32, Lucknow.

Sarjeant W.A.S. (1974) Fossil and Living Dinoflagellates. Academic Press, London and New-Work, 1—812 p.

Scnafarzik F. (1894) Die geologische Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal. Ujbanya. Tiszovicza und Svinicza. *Jb., d. k. ung. geol. A.* f. 1892, 140—159, Budapest.

Thieuloy J. P. (1965) Sur quelques exemples d'accidents de stratification dans le Néocomien du massif de la Grande — Chartreuse. *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 1965/1, 15—16, Paris.

Tietze E. (1872) Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes. *Jb. d. kk. geol. R. A.*, XXII, 35—142, II—IX, Wien.

Uhlig V. (1883) Die Cephalopodenfauna der Wernsdorferschichten. *Denkschr. k. akad. Wissenschaft.* XLVI, II, 127—290, 32 pl., Wien.

Verdier J.-P. (1975) Les kystes de dinoflagellés de la Section de Wissant et leur distribution stratigraphique au Crétacé moyen. *Revue de Micropaléontologie*, 17, 4, 191—197, fig. 1—5, Paris.

Williams G. L. (1975) Dinoflagellate and Spore stratigraphy of the Mesozoic — Cenozoic, offshore Eastern Canada. *Geological Survey Canadian* 74—30, 2, 107—146, fig. 1—5, pl. 1—8, Quebec, Ottawa.

— (1978) Palynological Biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Sites 367 and 370. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,, XLI, 783—815, fig. 1—6, Washington.

Institutul Geologic al României

# EXPLICATION DES PLANCHES

## Planche IV

Fig. 1. — *Gonyaulacysta* cf. *diutina* Duxbury, 1977. Lame 7341/3 ; 12,3/109, 8 ; 53 µ f. 263. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, zone à *Calpionellopsis*.

Fig. 2.— *Gonyaulacysta* sp. C. Lame 7504/72 ; 5/99 ; 108µ, f. 267. Formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien supérieur, biozone à *Pulchellia* ex gr. *compressissima*, *Spitidiscus*, *Holcodiscus* et *Leptoceras*.

Fig. 3. —Cf. *Millioudodinium* sp. Lame 7500/50 ; 19,3/101,3 ; 78µ, f. 270. Formation de Svinița, formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Hauterivien, biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspiliceras jourdani*.

Fig. 4.— *Gonyaulacysta* sp. B. Lame 7502/75 ; 8/120, 6 ; 125 µ f. 269. Formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiliceras* et *Pseudothurmannia*.

Fig. 5. — *Cribroperidinium* sp. Lame 7498/53 ; 7,4/99,1 ; 78µ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, biozone à *Crioceratites duvali*.

Tous les exemplaires figurés se trouvent dans la collection du Laboratoire de Paléontologie de l'Institut de Géologie et de Géophysique. Les coordonnées des exemplaires ont été prises au microscope Zeiss-Amplival 1501311.

## Planche V

Fig. 1. — cf. *Leptodinium* sp. Lame 7502/80 ; 8,5/105 ; 48µ, f. 268. Formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiliceras* et *Pseudothurmannia*.

Fig. 2. — *Occisucysta* sp. ex Gitmez, 1970. Lame 7494/72 ; 24,1/110,9 ; 98µ, f. 267. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Fig.3 — cf. *Cyclonephelium hystrix* (Eisenack) Sarjeant & Stover, 1978. Lame 7497/71 ; 23/118,2 ; 63µ, f. 264. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau avec *Spitidiscus*, *Crioceratites matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 4. — cf. *Ctenidodinium elegantulum* Millioud, 1969. Lame 7497/73 ; 24/111, 2 ; 70µ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus*, *Crioceratites matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 5. — *Occisucysta tentoria* Duxbury, 1977. Lame 7494/71 ; 24,5/112,8 ; 78µ, f. 271. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva.
Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

## Planche VI

Fig. 1, 2. — *Druggidium apicopaucicum* Habib, 1973. Lame 7341/5 ; 4,5/105,5 ; 43µ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, zone à *Calpionellopsis*.

Institutul Geologic al României

Fig. 3. — *Druggidium deflandrei* (Millioud) Habib, 1973. Formation de Svinița, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.*

Fig. 4. — cf. *Xenicodinium densispinosum* Klement, 1960. Lame 7494/72 ; 17/114 ; 75μ, f. 272. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Fig. 5. — *Meiourogonyaulax stoveri* Millioud, 1969. Lame 7501/2 ; 22,7/105,6 ; 63μ, f. 267. Formation de Svinița, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor.Limite Hauterivien-Barrémien, biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspinoceras jourdani.*

Fig. 6. — *Apteodinium* cf. *conjunctum* Eisenack & Cookson, 1960. Lame 7498/50 ; 10,2/109 ; 63μ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, biozone à *Crioceratites duvali.*

Fig. 7. — *Sentusidinium*? sp. A. Lame 7341/2 ; 15,9/99,2 ; 63μ, f. 263. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, zone à *Calpionellopsis.*

Fig. 8 — *Hystrichodinium voigti* (Alberti) Clarke & Verdier, 1969. Lame 7494/71 ; 6,5/112 ; 65μ, f. 271. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

## Planche VII

Fig. 1, 3. — *Cyclonephelium distinctum* Deflandre & Cookson, 1955. Fig. 1, lame 7497/71 ; 9,2/112,1 ; 112μ, f. 268. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau avec *Spitidiscus, C. matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali.* Fig. 3, lame 7497/71 ; 14,2/113,8 ; 98μ, f. 254. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus, C. matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali.*

Fig. 2. — *Tapeinosphaeridium pericompsum* Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976. Lame 7341/5 ; 17/96,4 ; 60μ, f. 263. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriassien supérieur — Valanginien inférieur, zone à *Calpionellopsis.*

Fig. 4. — *Tapeinosphaeridium* cf. *granulatum* Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976. Lame 7495/50 ; 15,6/110 ; 78μ, f. 266. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Hauterivien à *Teschenites pachydicranus.*

## Planche VIII

Fig. 1, 2. — *Muderongia staurota* Sarjeant, 1966. Fig. 1,lame 7194/13 ; 2,2/115,2 ; 125μ, f. 154. Formation de Svinița, sous-formation de Temeneacia. Barrémien supérieur, biozone à *Imerites* et *Eristavia.* ruisseau Morilor. Fig. 2, lame 7502/72 ; 6,3/111,6 : 125μ, f. 264. Formation de Svinița, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.*

Fig. 3. — *Phoberocysta neocomica* (Gocht) Millioud, 1967. Lame 7192/5 ; 2,5/99,6 ; 151μ, f. 144. Formation de Svinița, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.*

Fig. 4. — *Muderongia* sp. cf. *M. mewhaei* Cookson & Eisenack, 1958 et Wall & Evitt, 1975. Lame 7502/73 ; 18/110,8 ; 160μ, f. 268. Formation de Svinița, sous-



Institutul Geologic al României

formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia*.

Fig. 5. — *Sentusidinium* sp. B. Lame 7497/71 ; 21/105,7 ; 75μ, f. 264. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor, Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus, Crioceratites matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 6. — *Pseudoceratium pelliferum* G o c h t , 1957. Lame 7497/73 ; 22/120 ; 95μ, f. 254. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

## Planche IX

Fig. 1. — *Spiniferites dentatus* (G o c h t) L e n t i n & W i l l i a m s , 1973, emend. D u x b u r y , 1977. Lame 7493/73 ; 5,9/102,2 ; 70μ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus, Crioceratites matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 2. — Dinoflagellé type A. Lame 7497/74 ; 1,9/115 · 109μ, f. 272. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus, Crioceratites matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 3. — cf. *Amphorula metaelliptica* D o d e k o v a , 1969. Lame 7493/73 ; 12,2/118 · 100μ, f. 271. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien, niveau entre le niveau à *Kilianella roubaudiana* et le niveau à *Olcostephanus* spp.

Fig. 4. — *Dingodinium albertii* S a r j e a n t , 1966. Lame 7501/75 ; 24,7/108,6 ; 58μ, f. 268. Formation de Sviniţa, sous-formation de Pîriul Morilor, limite Hauterivien-Barrémien inférieur, biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspiticeras jourdani*, ruisseau Morilor.

## Planche X

Fig. 1. — *Polysphaeridium warreni* H a b i b , 1976. Lame 7494/72 ; 13,8/123,3 ; 70μ, f. 272. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Fig. 2. — *Sentusidinium*? sp. B. Lame 7503/7 ; 24,5/109,2 ; 50μ, f. 269. Formation de Sviniţa, sous-formation de Temeneacia, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia*.

Fig. 3. — *Baltisphaeridium* sp. B ex S i n g h, 1972.

Fig. 4. — *Spiniferites ramosus* (E h r e n b e r g) M a n t e l l , 1854 subsp. *ramosus* D a v e y & W i l l i a m s , 1966. Lame 7192/4L 16/120,1; 60μ, f. 144. Formation de Sviniţa, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia*.

Fig. 5. — *Polysphaeridium* cf. *laminaspinosum* D a v e y & W i l i a m s , 1966. Lame 7494/73 ; 18,9/101,9 ; 63μ, f. 267. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Fig. 6. — *Sentusidinium*? sp. C. Lame 7495/1 ; 14,5/118,1 ; 51μ, f. 157. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Hauterivien à *Teschenites pachydicranus*.

## Planche XI

Fig. 1. — *Kleithriasphaeridium fasciatum* (D a v e y & W i l l i a m s ) D a v e y, 1974. Lame 7498/52 ; 23/108,7 ; 70μ, f. 268. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, biozone à *Crioceratites duvali*.

Institutul Geologic al României

Fig. 2. — cf. *Broomea* sp. Lame 7502/72 ; 4/105 ; 100μ, f. 264 Formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.*

Fig. 3. — cf. *Sentusidinium*? *atlanticum* (Habib) Sarjeant & Stover, 1978. Lame 7497/73 ; 9,8/110,2; 43μ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus, C. matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali.*

Fig. 4, 6. — *Prolixosphaeridium parvispinum* (Deflandre) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966. Fig. 4, lame 7507/71 ; 116,8 ; 70μ, f. 266. Fig.6, lame 1616/2 ; 2/106 ; 73μ, f. 148. Fomation de Svinița, sous-formation de Temeneacia, ruisseau Morilor. Barrémien supérieur, biozone à *Imerites* et *Eristavia.*

Fig. 5. — *Wallodinium krutzschi* (Alberti) Habib, 1972. Lame 7341/2 ; 14,5/99 ; 98μ; f. 263. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriasien-Valanginien, zone à *Calpionellopsis.*

## Planche XII

Fig. 1, 3. — *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams, 1966 (in Davey, Downie Sarjeant & Wiliams). Fig. 1, lame 7497/71 ; 16,4/119,9 ; 110μ, f. 268 Formation de Murguceva sous-formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.* Fig. 3, lame 7192/4 ; 14,8/11 ; 143μ, f. 153. Formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor, ruisseau Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.*

Fig. 2. — *Oligoshaeridium asterigium* (Gocht) Davey & Williams, 1966. Lame 7498/52 ; 7/110 ; 112μ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, biozone à *Crioceratites.*

Fig. 4. — *Oligosphaeridium* cf. *diastema* Singh, 1971. Lame 7502/72 ; 15,2/110,7 ; 93μ, f 264. Formation de Svinița, sous-formation de Pîrîul Morilor. Barrémien inférieur, biozone à *Paraspiticeras* et *Pseudothurmannia.*

Fig. 5. — *Cassiculosphaeridia magna* Davey, 1974. Lame 7493/73 ; 18,2/119,2 ; 65μ, f. 271. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien, niveau entre le niveau à *Kilianella roubaudiana* et le niveau à *Olcostephanus* spp.

Fig. 6. — *Batioladinium* sp. Lame 7497/72 ; 2,4/108,5 ; 80μ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus., C. matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali.*

Fig. 7. — *Achomosphaera neptuni* (Eisenack), Davey& Williams, 1966. Lame 7494/71 ; 11,1/127,2 ; 83μ, l. 277. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriasien-Valanginien supérieur, zone à *Calpionellopsis.*

## Planche XIII

Fig. 1. — *Prolixosphaeridium*? sp. A. Lame 7341/2 ; 17,3/118 ; 63μ, f. 263. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Limite Berriasien-Valanginien, zone à *Calpionellopsis.*

Fig. 2. — *Cleistosphaeridium*? sp. A. Lame 7494/74, 14/107,5 ; 95μ, f. 272. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien à *Olcostephanus* spp.

Fig. 3. — *Tanyosphaeridium* sp. A. Lame 7494/76 ; 11/114,6 ; 48μ, f. 271. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Institutul Geologic al României

Fig. 4. — *Tanyosphaeridium* sp. B. Lame 7503/71 ; 18,3/125,1 ; 48μ, f. 269. Formation de Svinița, sous-formation de Temeneacia, ruisseau Morilor. Barrémien supérieur (biozone non-définie).

Fig. 5. — *Cometodinium*? sp. Lame 7501/76 ; 7/102,2 ; 80μ, f. 268. Formation de Svinița, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Limite Hauterivien-Barrémien inférieur, biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspiticeras*,.

## Planche XIV

Fig. 1. — *Biorbifera* sp. A. Lame 7494/72 ; 22,8/108,5 ; 40μ, f. 271. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Fig. 2. — *Apteodinium* cf. *conjunctum* Eisenack & Cookson, 1960. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus*, *Crioceratites matsumtoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 3. — cf. *Pterospermopsis* sp. Lame 7341/2 ; 14/98,4 ; 48μ, f. 263. Formation de Murguceva ruisseau Murguceva. Limite Berriasien-Valanginien inférieur, zone à *Calpionellopsis*.

Fig. 4. — cf. *Operculodinium* sp. Lame 7497/72 ; 10,8/111,5 ; 70μ, f. 270. Formation de Murguceva, ruisseau Morilor. Hauterivien, niveau entre le niveau à *Spitidiscus*, *C. matsumotoi* et la biozone à *Crioceratites duvali*.

Fig. 5. — *Cassiculosphaeridia magna* Davey, 1974. Lame 7501/76 ; 10/116 ; 63μ, f. 269. Formation de Svinița, sous-formation de Pîriul Morilor, ruisseau Morilor. Limite Hauterivien-Barrémien inférieur, biozone à *Acrioceras seringei* et *Paraspinoceras jourdani*.

Fig. 6. — *Biorbifera johnewingi* Habib, 1972. Lame 7494/72 ; 14,9/98,2 ; 53μ, f. 675. Formation de Murguceva, ruisseau Murguceva. Valanginien supérieur à *Olcostephanus* spp.

Fig. 7. — cf. *Adnatosphaeridium* sp.

Institutul Geologic al României

# REPARTITION DES AMMONITES ET DINOFLAGELLÉS SUR LE RUISSEAU MORILOR

Șvinița - débarcadère

Route Șvinița - Orăștie

FORMATION DE SVINITA

SOUSFORMATION DE PÎRÎUL MORILOR

SOUSFORMATION DE TEMENEACIA

HAUTERIVIEN

BARREMIEN

APTIEN

INFERIEUR

SUPERIEUR

Biozone à Crioceratites duvali

Biozone à Acrioceras seninga et Parasp. jourdani

Biozone à Parasphicteoceras et Pseudothurmannia

B. à Pulchellia

Non-défini

B. à Crioceratites? gr. barremense - orbignyi

B. à Pseudohaploceras matheroni et Deshayesites weissi

B. à limentites et Eristavia

Biozone à Oligosphaeridium complex et Druggidium deflandrei

Biozone à Prolixosphaeridium parvispinum

Biozone à Dingodinium albertii et M. stoveri

V11/2 ▶ — 19 7507 — 7194 — 18 7506 — V11/1

V9/3 — 17 7505

V10 V9/2 I — 16 7503

V9/1 ▶

V8/5 I — 15 7504

V8/4 I

V8/3 I

V8/2 I

V8/1 I — 14 7502

V7/5 I

V7/4 I

V7/3 I — 7192

V7/2 I — 13 7501

V7/1 I

V6 I — 12 7500

V4/2 ▶

V4/1 ▶

V3 ▶ — 11 7499 — 10 7498

V2/2 ▶ — 9 7497

V2/1 ▶

V1' ▶ — 8 7496

V1 ▶

Spitidiscus cf. incertus
Crioceratites majoricensis
Crioceratites matsumotoi
Cr. cf. duvali - Confluence

10m
5
0

Légende

- Calcaires en plaques, parfois schisteux
- Calcaires marneux
- Marnes et argiles marneuses
- Marno-calcaires
- Accidents siliceux
- V2/1 Niveau de prélèvement des Céphalopodes
- 8 7496 Niveau de prélèvement des Dinoflagellées

Gonyaulacysta cf. dutina
Muderongia cf. tomaszowensis
Muderongia staurota
Pseudoceratium pelliferum
Cassiculosphaeridia magna
Sentusidinium sp. B
Sentusidinium? sp. C
Cribroperidinium orthoceras
Wallodinium krutzschi
Phoberocysta neocomica
Dinoflagellé type A
Gonyaulacysta sp. B
Spiniferites ramosus
Cyclonephelium distinctum
Cleistosphaeridium? sp. A
Dingodinium albertii
Druggidium deflandrei
Oligosphaeridium complex
Tapeinosphaeridium cf. granulatum
Apteodinium conjunctum
Systematophora complicata
Broomea? sp.
Batiospaeridium sp. B ex HABIB, 1971
Spiniferites dentatus
cf. Sentusidinium? atlanticum
Batioladinium sp.
cf. Ctenidodinium elegantulum
Meiourogonyaulax stoveri
Oligosphaeridium cf. diastema
cf. Operculodinium sp.
Leptodinium sp.
cf. Millioudodium sp.
Cometodinium? sp.
Muderongia cf. mcwhaei
Odontochitina operculata
Gonyaulacysta sp. C
Prolixosphaeridium parvispinum
Pterospermopsis spp.
Tanyosphaeridium sp. B
Sentusidinium? sp. D
Subtilisphaera cf. perlucida
Cymatiosphaera pachytheca
Coronifera oceanica
cf. Cyclonephelium hystrix

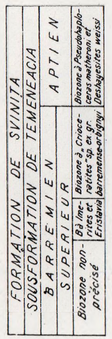
▪ Très rare 1 exemplaire ■ Rare 1-10 exemplaires ■ Commun 10-100 exemplaires ■ Fréquent > 100 exemplaires

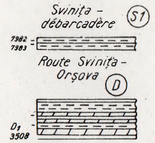


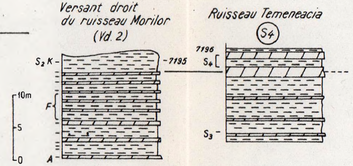
Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

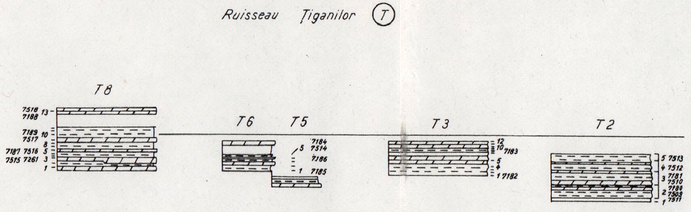
Institutul Geologic al României

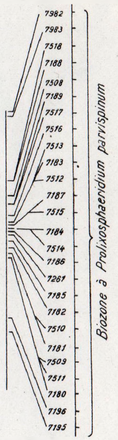
# REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES AMMONITES, CALPIONELLES ET DINOFLAGELLÉS SUR LE RUISSEAUX ȚIGANILOR, TEMENEACIA, VERSANT DROIT DU RUISSEAU MORILOR, ROUTE SVINIȚA-ORȘOVA ET SVINIȚA - DÉBARCADÈRE

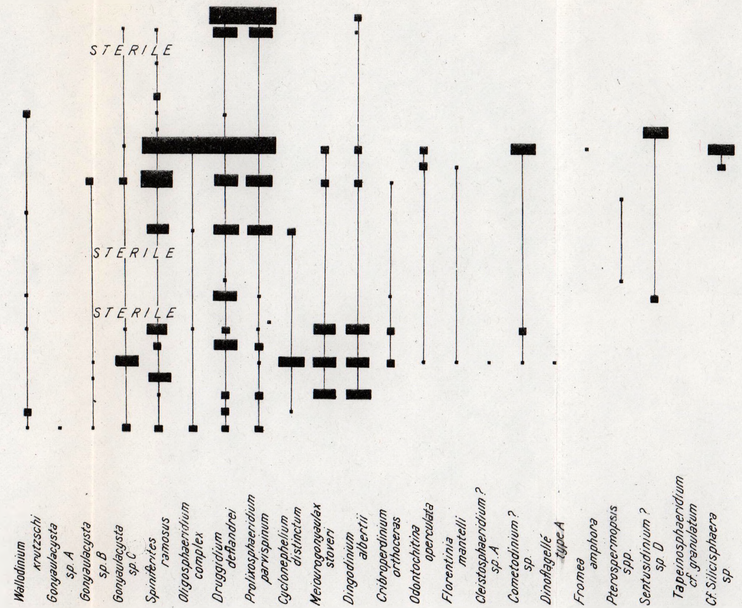


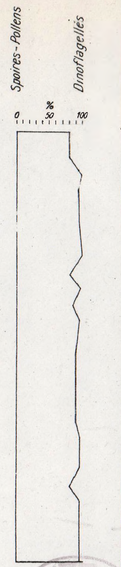




Légende

- Marnes et argiles
- Marno-calcaires
- $S_3$ Niveau de prélèvement des Céphalopodes
- 7195 Niveau de prélèvement des Dinoflagellés

R 8853



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României






# TIME OF FLYSCH DEPOSITION IN THE EASTERN CARPATHIANS[1]

BY

MIHAI ȘTEFĂNESCU[2]

*Flysch. Lithostratigraphy. Tithonian-Lower Miocene. East Carpathians. Transcarpathian flysch. Crystalline-Mesozoic Zone. Internal flysch. External flysch.*

## Sommaire

Temps de déposition du flysch dans les Carpathes Orientales. Le segment oriental des Carpathes présente de larges surfaces, sur lesquelles affleurent des dépôts à faciès de flysch. L'objet de la présente étude est de présenter les principales étapes (Tithonique supérieur-Néocomien, Barrémien-Aptien, Albien-Vraconien inférieur, Vraconien supérieur-Turonien, Sénonien-Eocène, Oligocène-Miocène inférieur) de l'évolution du géosynclinal, au cours desquelles se sont accumulés des dépôts à faciès de flysch, y compris les aspects les plus caractéristiques des ceux-ci.

## Introduction

Between the northern border of Romania and the Dîmbovița Valley, the Eastern Carpathians, as most of the Alpine regions, display a well marked longitudinal zonality. Four zones individualize on their territory, which, from the inner (west) towards outer (east) part, are the following : the Volcanic zone, the Transcarpathians zone, the Crystalline-Mesozoic zone and the Flysch zone (Fig.). Excepting the Volcanic zone, all the three others show a very advanced structure, characterized by the presence of large nappes, each of them having its own litho-stratigraphic sequence. The deposits in flysch facies are not developed on the whole litho-stratigraphic column of the same tectonic unit, but they occur at one or several levels. To illustrate the stratigraphic position of

[1] Paper received on March 17, 1980 and accepted for publication on March 23, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

different flysch volumes we worked out the synopsis in Plate. We want to emphasize that this synopsis was made up on the basis of some other tables, whose authors are the following: Patrulius, Lupu, Jana Săndulescu (1971), Săndulescu, Emilia Saulea, Jana Săndulescu (1971), Ştefănescu (1976, annexes in Ştefănescu et al., 1979).

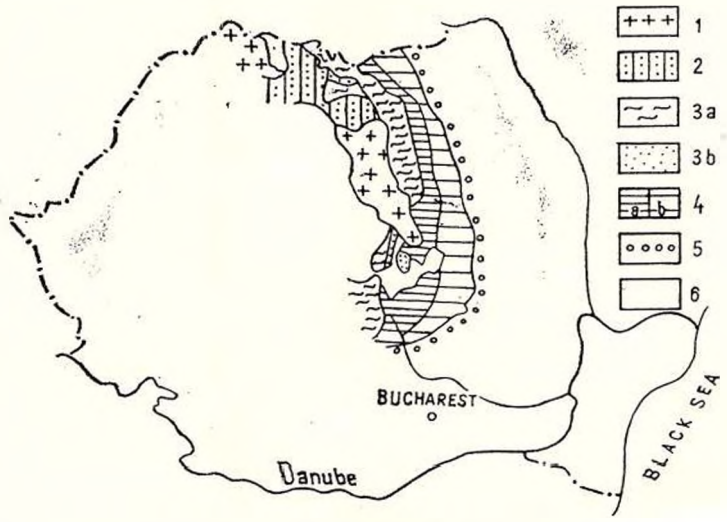



Fig. — Sketch showing the distribution of the main tectonofacial zones in the Eastern Carpathians.

1, volcanic zone; 2, Transcarpathian zone; 3a, Crystalline-Mesozoic zone; 3b, intermediate units; 4, flysch zone: a, inner subzone; b, outer subzone; 5, foredeep; 6, depressions.

Opinions about the distribution of the different types of deposits and implicitely of the flysch ones from the Eastern Carpathians were expressed by the following authors: Băncilă (1958), Murgeanu et al. (1961), Dumitrescu et al. (1962), Contescu (1967, 1974), Mihăilescu (in Slaska, 1976), Săndulescu (1975), Patrulius et al. (1968, 1976), Ştefănescu et al. (1979).

## Remarks on the Stratigraphic Position of the Flysch Deposits

The flysch deposits on the Romanian territory of the Eastern Carpathians began accumulating since the end of *the Jurassic*, more precisely during the Upper Tithonian and only in the flysch zone. Thus they outcrop today only in the inner part of this zone, namely in the black flysch nappe and the Ceahlău one. A shally-sandy flysch (black flysch — Bleahu, 1962) overlies normally a basement of

Institutul Geologic al României

basic rocks (Săndulescu, 1975) in the black flysch nappe. The oldest deposits known in the Ceahlău nappe are the Sinaia beds. The latter begin with Upper Tithonian, more or less limy pelagic shales-preflysch deposits. One should mention that the preflysch and flysch deposits belonging to the lower part of the Sinaia beds are associated with red and green phyllites, radiolarites and basic rocks (Azuga "beds"). The highest level with basic rocks has an outer equivalent level in which the marly limestones intercalated in the flysch contain cherts. Taking into account the distribution and age of the basic rocks one may consider that the emission zone ("rift") of these rocks was placed between the outer part of the black flysch nappe (the Socolău-Rica tectonic scale) which contains the youngest eruptions and the inner part of the Ceahlău nappe.

The stratigraphic interval corresponding to *the Neocomian* contains important piles of deposits in flysch facies that deposited both in the Crystalline-Mesozoic zone (Bucovinian nappe) and the flysch zone (the Ceahlău nappe). During this interval, in the outer trough of the Bucovinian nappe domain, there deposited a calcarenitic shally flysch (Pojorîta flysch) whose age does not exceed the Valanginian (Săndulescu, 1973). In the internal trough of the same domain scarce deposits in flysch facies occur towards the upper part of the Lunca beds (Hauterivian). Two tectonic units (Vîrghiș and Baraolt), whose paleogeographic position is difficult to establish, outcrop between the Crystalline-Mesozoic zone and the flysch zone. These two units, called intermediate (Ștefănescu, Marina Ștefănescu, 1979) include almost exclusively deposits in flysch facies which, for the Neocomian interval, are developed in a sandy-shally facies characterized by the presence of marly limestones and polymictic breccias. Outwards the flysch deposition continues in the innermost part of the flysch zone, namely in the black flysch nappe area, where a shally-sandy flysch accumulated. The deposition of the Sinaia beds continued in the paleogeographic zone corresponding to the Ceahlău nappe. Mention should be made of the fact that in the outer part of the Ceahlău nappe, in the Upper Neocomian, an important lithological change takes place, namely the complete disappearance of the marly limestones.

Throughout the following stratigraphic interval, *the Barremian-Aptian* respectively, in most cases the flysch deposits show a continuity of sedimentation, excepting the Crystalline-Mesozoic zone, where such deposits occur sporadically. Thus in the central part of the Eastern Carpathians, in the inner trough of the Bucovinian nappe domain, a sandy-shally flysch with marly limestones (the Sălămaș Formation; Patrulius et al., 1976) overlying the Lunca beds accumulated only during the Barremian. Also on the Bucovinian nappe domain, but this time in the southern part of the Eastern Carpathian bend, a sandy or sandy-shally flysch deposited during the Aptian which, in the northern part of the same area, changes laterally into a shally flysch with calcarenites (the flysch with *Orbitolines*; Patrulius et al., 1966). One should

Institutul Geologic al României

notice that the conglomerates associated with in situ Urgonian buildups grade upwards into the before-mentioned flysch. Different sedimentation conditions existed on the territories corresponding to the intermediate units. Thus, while (shally) flysch deposits occur only in the outer part of the Vîrghiş unit, the Barremian-Aptian deposits are widespread showing a sandy flysch facies in the Baraolt nappe.

In the black flysch nappe domain there deposited a sandy-shally flysch characterized by the parallel lamination of its sandstones.

As one would expect, in the flysch zone there existed optimum and varied conditions for the deposition of the formations under discussion. Sandy, sandy-shally and even shally types of flysch deposited in thick piles here, being in various relations with one another. They may be found in stratigraphic sequence: the shally—calcarenitic flysch of the Comarnic beds together with the shally flysch of the Vîrful Rădăcinii beds are overlain by the Aptian "sandy flysch facies" in the outer part of the Bratocea digitation of the Ceahlău nappe; the sandy flysch of the Bistra beds overlain by the shally sandy flysch of the Babşa beds. Lateral facies interfingerings, such as that from the Bratocea digitation, where the Aptian sandy flysch facies changes inwards to the shally flysch of "the Piscu cu Brazi beds" may be also found. At various levels the Barremian-Aptian flysch includes intercalations of conglomerates and breccias, of which those belonging to the Bistra beds and the upper part of the Piscu cu Brazi beds (Tesla level) should be mentioned.

*The Albian-Lower Vraconian* represents an interval characterized by an important outward (eastwards) migration of the internal depositional basins that offered favourable conditions to the accumulation of the deposits in flysch facies. Thus the innermost Albian-Lower Vraconian deposits in flysch facies are known outside the Ciuc digitation, where sandy or sandy-shally flysch deposits (Sîn Martin Bodoc flysch and Bobu series) accumulated. A particular feature of the above-mentioned deposits consists in the presence of some conglomerate intercalations with large lenticular development, formed as a result of the depositions of some submarine fans. The best example in this sense is represented by the conglomerates intercalated in the Bobu series and which latterally interfinger with sandy flysch deposits. The same conglomerates grade upwards into a shally flysch (Lower Vraconian), which in its turn grades upwards into pelagic deposits.

The shally-sandy and sandy-shally flysch (the lithological background of the Teleajen and Macla series) or even the sandy flysch (Cotumba sandstone, Sita-Tătaru sandstone) accumulate on the areas corresponding to the Teleajen and Macla nappes. A common feature of these deposits is the large development of the Tc unit of the Bouma cycle (even in some massive sandstones).

In the more external areas, that is the Audia nappe and the external subzone of the flysch zone there deposited either sandy (glauconitic sandstones in the Audia nappe and the internal part of the Tarcău nappe) or shally flysch (Streiu beds in the nappe of Marginal Folds).

Institutul Geologic al României

It should be noted that the glauconitic sandstones represent the oldest and one of the rare cases of oligomictic flysch, namely quartzose flysch.

The next stratigraphic interval — *Upper Vraconian-Turonian* — is marked both by continuity of sedimentation and a restricted area in which flysch deposits accumulated.

The most internal deposits in flysch facies in this stratigraphic interval occur in the Bodoc digitation of the Ceahlău nappe and are represented by a shally flysch. Outwards, in the Bobu unit, they are replaced by pelagic deposits (Dumbrăvioara series) which extend up to the internal part of the Teleajen nappe. In the median and external parts of the Teleajen nappe the sandy-shally flysch facies appears again containing thick intercalations of sandy flysch (Ciughes sandstone, Măciucu Berții sandstone). A shally or more rarely shally-sandy flysch with red and black pelitic intercalations (Macla series) deposited immediately outwards, in the zone corresponding to the Macla nappe. It is replaced again by pelagic deposits eastwards. Even more outwards the deposits in flysch facies are found again in the nappe of Marginal Folds, where they are represented both by a shally flysch (Streiu beds) and a siliceous shally-sandy flysch (lower member of the Tisaru beds).

At the boundary between the *Turonian and Senonian,* more precisely after the Coniacian (Ş t e f ă n e s c u, 1971) important tectonic movements take place causing both the shortening of the crust in the inner part of the flysch zone and remarkable paleogeographic changes. These movements are followed by a new stage of strong subsidence that manifested both outside and inside the Crystalline-Mesozoic zone. These phenomena favoured both the gradual resumption of the accumulation conditions of the deposits in flysch facies, where they had disappeared (internal flysch subzone), and the formation of some new accumulation basins of these deposits (Transcarpathian zone). Therefore the second major cycle (S ă n d u l e s c u, 1975) of the flysch evolution on the Romanian territory begins during the Senonian.

Although the subsidence begins during *the Senonian,* the deposits in flysch facies do not appear on the whole submarine area. For instance, in the Romanian sector of the Transcarpathian zone the Senonian flysch facies is absent (S ă n d u l e s c u, 1975). Also, excepting the area of the Audia nappe, only pelagic formations deposited on the rest of the territory corresponding to the flysch internal subzone. The most internal part of the flysch zone, in which deposits in flysch facies occur, is the Audia nappe, where the older pelitic deposits are overlain by a thick pile of sandy flysch with shally-sandy flysch intercalations (Siriu sandstone). At last, most of the flysch deposits accumulated during the Senonian, are to be found on the territory of the Tarcău nappe. Generally shally-sandy flysch deposits (Horgazu beds, Hangu beds) occur here, having as common feature the limy character.

Large volumes of deposits in flysch facies accumulate during *the Paleocene-Eocene,* both in the Transcarpathian zone and the flysch zone.

Institutul Geologic al României

As a consequence of the subsidence increase which started in the Senonian, during the Paleocene the deposits in flysch facies cover larger areas than those in the Senonian. They may be formed in : the Dragovo-Petrova nappe and Botiza nappe from the Transcarpathian zone; the Ceahlău, Bobu, Teleajen and Macla nappes from the flysch zone (especially in the Eastern Carpathian bend area). The Paleocene deposits outcropping in the above-mentioned units are represented by a single flysch type, namely shally (more rarely shally-sandy or only locally with intercalations of sandy flysch) containing violaceous or red pelites. Still two exceptions are worth mentioning : the most external northern part of the Tarcău nappe, where a sandy flysch occurs (Putna beds) and the nappe of the Marginal Folds outcropping in the Bistriţa half-window, where a shally and shally-sandy flysch with black pelites (Runcu beds) exists.

The deposits in flysch facies accumulated also in the Eocene in all the zones where they were present during the Paleocene too. Thus in the Transcarpathian zone (the Dragovo-Petrova and Botiza nappes) there appear shally-sandy flysch deposits (hieroglyphic type beds ; Săndulescu, 1975) which contain sandy flysch intercalations.

A large variety of deposits accumulated in the flysch zone, all of them displaying a common, shally-sandy flysch lithological background : the lower flysch member of the Şotrile facies, the Colţi-Valea Rea facies, Podu Secu beds, Plopu beds, etc. On this lithological background, by an important supply of detrital material a sandy flysch formed. This type of sandy flysch can be more developed as in the case the Tarcău sandstone, or less developed as in the case of the Jghiabu Mare beds, Păltinoasa sandstone and Lucăceşti sandstone. The low supply of detrital material determined the formation of some shally flysch deposits such as the upper flysch member of the Şotrile facies and the Viţeu beds. Towards the end of the Eocene, a general decrease of the supply of detrital material took place (probably due to the strong subsidence decrease; Ştefănescu, 1978)[3], being accompanied by the prevalence of the normal pelagic sediment that deposited in marly or marly-limestone beds (with *Globigerina*). This phenomenon is remarkable by its presence throughout the flysch zone.

*The Oligocene-Lower Miocene* ($NM_{2-3}$) interval starts with non-flysch deposits as a result of the subsidence closing. After an interruption corresponding to the Lower Oligocene, the subsidence resumes, determining the appearance of the flysch facies once more, but only on certain territories. Thus in the internal flysch subzone, in the area corresponding to the Şotrile facies, the conditions of the flysch formations do no longer appear during the Oligocene-Lower Miocene. On the other hand, deposits displaying all the characteristics of the flysch facies begin accumulating

[3] Ştefănescu M. (1978) Stratigrafia şi structura flişului cretacic şi paleogen dintre Valea Prahovei şi Valea Ialomiţei. Thesis of Doctor's degree. University of Bucharest. Unpublished.

Institutul Geologic al României

again in the external flysch subzone, corresponding to the Tarcău nappe and the internal part of the nappe of the Marginal Folds. In the internal part of the Tarcău nappe there formed a sandy-shally flysch or even including graywacke sandy flysch intervals (the member of the Pucioasa beds with Fusaru sandstones) that interfingered with a generally sandy-quartzose flysch facies (the lower member of the Kliwa sandstone). The dark-coloured pelites, both of the Pucioasa beds with Fusaru sandstone and Kliwa sandstone facies, indicate a deposition environment in a closed basin, with restricted circulation. At the Oligocene-Lower Miocene boundary, with the first thrust phase of the Cretaceous flysch nappes over Tarcău nappe a sudden opening of the basin takes place determining the deposition of a predominantly shally-sandy flysch with gray pelites almost throughout the external flysch subzone. The main characteristic of this type of flysch is the large development of the convoluted lamination into arenites. These flysch deposits are gradually replaced by deposits in non-flysch facies, first in the external zones and then in the internal ones, this phenomenon becoming general later. Flysch deposits in this stratigraphic interval are altogether absent, being laterally replaced by massive conglomerates and sandstones in the most external zones.

One should note the fact that the ceasing of the accumulation of the deposits in flysch facies in the Eastern Carpathians takes place immediately after the deposition of some typical flysch deposits (Vineţişu beds and Podu Morii beds) that grade upwards very rapidly into non-flysch depotsits.

In the Transcarpathian flysch zone, apart from some supposed Oligocene sandy flysch deposits from the Botiza nappe, thick piles of deposits in sandy flysch facies (Borşa sandstone) accumulate in the subsident trough situated on the western side of the Crystalline-Mesozoic zone. The accumulation of the deposits in flysch facies stops definitively both in the flysch zone and the Transcarpathian zone, simultaneously, during the Lower Miocene.

## General Remarks

The basement of the basins in which the deposits in flysch facies from the Eastern Carpathians accumulated is very little known, namely the autochthonous part of the Transcarpathian flysch and the flysch belonging to the Crystalline-Mesozoic zone, where it is clearly of continental nature. Concerning all the other regions where the deposits in flysch facies are implied in large rootless overthrusts, there are only hypotheses based on several data such as the presence of some basic eruptive rocks associated with sedimentary rocks or the elements reworked in flysch. Thus, the following types of basement of the basins containing flysch deposits were deduced west-eastwards: oceanic for the Botiza nappe (Săndulescu, 1975, 1980); continental for the Wildflysch and Dragovo-Petrova nappes (Săndulescu, 1975); continental for the Vîrghiş and Baraolt nappes (Ştefănescu, Marina Ştefă-

Institutul Geologic al României

nescu, 1981); oceanic for the black flysch nappe (Rădulescu, Săndulescu, 1973) and the Ceahlău nappe (Rădulescu, Săndulescu, 1973) and continental for the other units in the flysch zone. The following problems may be discussed in connection with the outward extension of the oceanic type basement under the Ceahlău nappe: mesozonal metamorphic rocks which do not outcrop in the Crystalline-Mesozoic zone are reworkd in the external part of the Bratocea digitation, which made geologists (Patrulius, 1969) admit the existence of a cordilliera type source (consisting both of metamorphic schists and Mesozoic limestones) which is situated outside this subunit; sedimentary klippes of basic rocks that could not be transported from the Carpathians are to be found more outwards, in the Secăria digitation. Taking into account these data it can be admitted either that an oceanic basement, on which "icebergs" of continental crust floated, existed under the whole Ceahlău nappe domain or, rather that the deposits of the Ceahlău nappe (at least those lying under the external part of the Bratocea digitation outwards) accumulated on the basement of continental nature. The latter must have been thin enough to allow the strong subsidence of the basin on the one hand and to permit the basic rocks to rise to the surface on some alignments which are more external than those that existed in the formation area of the Azuga beds, on the other hand.

Six different accumulation stages of the deposits in flysch facies may be distinguished in the evolution of the Eastern Carpathians. The first two stages (Upper Tithonian-Neocomian, Barremian-Aptian) can be recognized both in the Crystalline-Mesozoic zone and the flysch zone. The next two stages (Albian-Lower Vraconian and Upper Vraconian-Turonian) are typical of the flysch zone. The last two stages (Senonian-Eocene and Oligocene) manifested in the Transcarpathian zone and the flysch zone.

The oldest deposits in flysch facies are of Upper Tithonian age, while the younger ones are of Lower Miocene age ($NN_{2-3}$).

The Tithonian-Neocomian and Eocene flysch deposits are the most widespread. The flysch deposits accumulated during the Turonian show the most reduced distribution.

The sequences displaying the greatest continuity of sedimentation of the deposits in flysch facies are found in the external part of the Ceahlău nappe and develop along the whole Neocominan-Cenomanian interval and in the Teleajen nappe in the Aptian-Turonian. The younger flysch deposits are marked by interruptions of their continuity of sedimentation.

The deposits preceding or following conformably the flysch facies are usually pelitic (pelagic), more or less shally. There are also some exceptions: the presence of some ruditic rocks (breccias and conglomerates) in the normal basement of the flysch deposits (especially in those connected with the Crystalline-Mesozoic zone); the existence of the clastic deposits of Wildflysch type or olistostroma type in the top of the flysch facies.

Institutul Geologic al României

The existing types of flysch in the Eastern Carpathians depend on : the subsidence rate which is higher for the sandy types and lower for the shally ones ; the nature of the supplying sources that provided the depositional basins with the detrital material consisting of polymictic (graywacke) arenites for the flysch deposits with sources of Carpathian nature or of Moesian Platform type (some coarse rocks in the Teleajen nappe) and predominantly siliceous arenites for those having Dobrogean type sources. In connection with this situation one should note the fact that the types of flysch containing arenites and rudites with Carpathian material migrate outwards in time invading the areas covered by the types of flysch containing Dobrogean type detrital material.

Special mention should be made of the fact that the Tithonian-Neocomian and Senonian limy types of flysch or only the intervals with marly-limy or limy rocks from the Eocene flysch correspond to some periods in which the climatic conditions favoured the formation of some organic buildups in the marginal zones of the Carpathian geosyncline.

Finally we want to emphasize the fact that in the areas under discussion the subsidence variability brought about or not the accumulation of the deposits in flysch facies, while the subsidence of basins migrated outwards according to the polarity rule that governs the geosynclines' evolution.

## REFERENCES


Băncilă I. (1955) Geologia Carpaților Orientali. Edit. Științifică, București.

Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscovei (Munții Maramureșului). *D. S. Com. Geol.*, XLV, București.

Contescu L. (1967) Formations et faciès dans la zone du Flysch des Carpathes Orientales Roumaines. *Sond. a.d. Geol. Rund.*, band 56, Stuttgart.

Contescu L. (1974) Geologic History and Paleogeography of Eastern Carpathians : Example of Alpine Geosynclinal Evolution. *Bull. A.A.P.G.*, vol. 58,12.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Memoriu la harta tectonică a României. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Capaților. *Congr. V, Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, III/2, București.

Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Persani). *An. Com. Geol.*, XXXII, București.

Patrulius D., Ștefănescu, M., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. Intern. Geol. Congr., XXIII sess., Prague, 1968, *Inst. geol. Guidebook*, București.

Patrulius D. (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioarei. Edit. Acad. R.S.R., București.


Institutul Geologic al României

Patrulius D., Lupu M., Săndulescu Jana (1971) Corelări stratigrafice ale Cretacicului din România. Atlas litofacial, IV, Cretacic. Inst. geol., București.

Patrulius D., Neagu Th., Avram E., Pop Gr. (1976) The Jurassic-Cretaceous Boundary Beds in Romania. *An. Inst. geol., geofiz.*, L, București.

Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.

Săndulescu M., Saulea Emilia, Săndulescu Jana (1971) Corelări stratigrafice ale Paleogenului din România. Atlas litofacial, V, Paleogen, Inst. geol., București.

Săndulescu M. (1973) Contribuțiila cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, XLIX, 5, București.

Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.*, 7, XVII, Paris.

Săndulescu M. (1980) Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines avec les Carpathes ucrainiennes. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/5, București.

Slaska A. (1976) Atlas of Paleotransport of Detrital Sediments in the Carpathian-Balkan Mountain System. Part. I: Tithonian-Lower Cretaceous, Warszawa.

Ștefănescu M., Săndulescu M., Micu M. (1979) Flysch Deposits in the Eastern Carpathians. *Guidebook for the Field Works of the Group 3.1. Com. Probl. IX*, Geosynclinal Process and Earth Crust Formation, I.G.G., Bucharest.

Ștefănescu M., Stefănescu Marina (1980) Date geologice de detaliu privind sectorul dintre valea Covasău și valea Vîrghișului și implicațiile lor regionale. *D. S. Inst. geol. geofiz.* (1978—1979), București (in press).

Institutul Geologic al României

# THE NATURE AND COMPOSITION OF ROMANIAN ZEOLITES[1]

BY

GHEORGHE ISTRATE[2]

*Zeolites. Hydrothermal alteration. Volcanic tuffs. Neogene. Trace elements. Chemical composition. Romania.*

## Sommaire

La nature et la composition des zéolites de Roumanie. Les zéolites les mieux étudiées et représentées en Roumanie sont connues depuis longtemps, spécialement en association avec les roches éruptives altérées, dans des conditions hydrothermales appartenant aux trois provinces pétrologiques alpines : ophiolites mésozoïques, roches volcaniques/plutoniques, d'âge tertiaire inférieur (banatites) et volcanites néogènes. Les recherches les plus récentes ont mis en évidence d'importants dépôts zéolitifères provenant de l'altération du matériel vitreux des tufs volcaniques néogènes, en système hydrologique ouvert. Moins bien représentées sont les zéolites des terrains cristallins faiblement métamorphisés. On présente les données concernant la composition chimique et les teneurs des éléments en traces pour les zéolites les mieux représentées : natrolite, mésolite, scolécite, stilbite, heulandite,clinoptilolite, laumontite, mordénite et chabazite.

## Introduction

Zeolites were first mentioned in Romania more than a century ago (Ackner, 1855; Zepharovich, 1859) as products of hydrothermal alteration of magmatic origin. This early works, now of historic interest, reported analcime, chabazite, gmelinite, stilbite, heulandite, epistilbite, laumontite and natrolite.

Numerous additional discoveries are to be mentioned during the last two decades, such as the identification of a zeolite deposit in the Bihor Mountains, developed in crystalline schists under the influence of hydrothermal metamorphism generated by Early Tertiary banatitic intrusions (Giuşcă, 1945), as well as the description of laumontite near

[1] Paper received on April 6, 1980 and accepted for publication on April 9, 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş 1, 78344, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Brad, within the domain of Neogene volcanics (Borcoş, 1960) and of laumontite of Ruschiţa, genetically related with banatites (Kräutner and Alexandrina Medeşan, 1966).

During the last few years many zeolite occurrences in the Apuseni Mountains — the most characteristic zeolite region of this country — have been thoroughly studied by modern methods; in this area all of the above-mentioned zeolites have been recognized as well as mesolite, natrolite, scolecite, chabazite, mordenite and heulandite (Bedelean, 1972[3]; Istrate and Alexandrina Medeşan, 1977; Istrate, 1980; Istrate et al., 1980). In addition clinoptilolite is reported — occasionally in large quantities — in the Miocene tuffs of the Transylvanian Basin (Popescu and Asvadurov, 1978), as a product of the reaction of volcanic glass with meteoric water in open hydrologic systems. Subsequently the author discovered large quantities of mordenite and clinoptilolite in rhyolitic lavas and tuffs at Deva, Hărţăgani, Gurasada and Ciceu-Dej, whose origin is similar.

## New Data on the Zeolite Nature and Occurrences

Almost all reported zeolite occurrences represent minerals formed under hydrothermal conditions during magmatism; occurrences in metamorphic or sedimentary rocks are rare. Figure 1 illustrates the distribu-

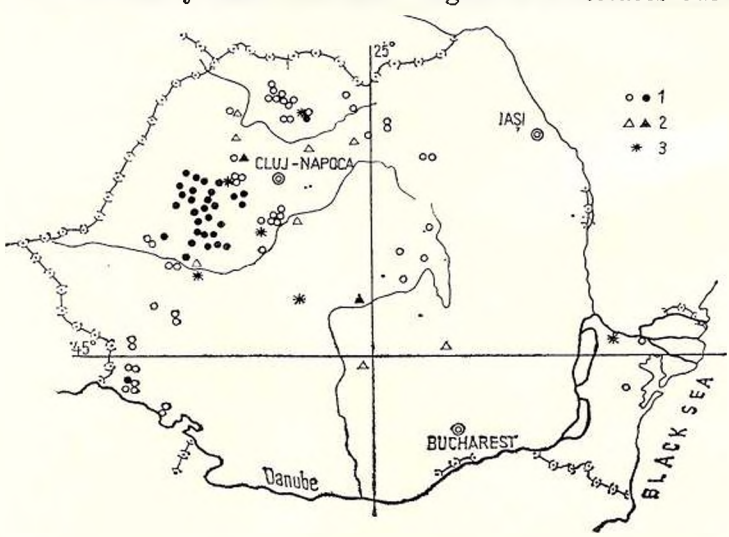



Fig. 1. — Index map of zeolite occurrences in Romania. 1, hydrothermal in igneous rocks; 2, open hydrologic system; 3, burial diagenetic — low grade metamorphic. Solid dots or triangles = zeolite samples chemically analysed.

[3] Bedelean I. (1972) Zeoliţii din Munţii Apuseni şi fenomenul de zeolitizare. Thesis of Doctor's degree, Univ. "Babeş-Bolyai" Cluj.

Institutul Geologic al României

tion of zeolite minerals in Romania. One can notice the frequency of the occurrences in Transylvania and especially in the Apuseni Mountains, while in other regions zeolite minerals are rarely found. Taking into consideration the geologic setting of the diverse zeolitic deposits we can adopt the following classification of Romanian zeolite occurrences :

— hydrothermal zeolites in igneous rocks,
— open hydrologic system type zeolite deposits, and
— burial diagenetic — low grade metamorphic zeolites.

*Hydrothermal Zeolites in Igneous Rocks*

More than 150 zeolite occurrences of this type have been reported and practically all mineral species described so far come from such deposits, namely : natrolite, mesolite, scolecite, mordenite, heulandite, clinoptilolite, stilbite, stellerite (epistilbite), chabazite, analcime as well as the following intimately associated allied minerals : apophyllite, okenite and gyrolite recently discovered near Brad in the Apuseni Mountains by the author. All these minerals are of scientific interest but are not important from the economic point of view. They formed by precipitation from hot springs and hydrothermal solutions connected with shallow intrusions, vent areas of volcanoes, or lava flows, of three Alpine petrographic provinces : 1) Mesozoic ophiolite formation of the Apuseni Mountains, 2) Early Tertiary banatitic volcano-plutonic complexes of the Apuseni Mountains and the Banat, and 3) Neogene volcanics of the Metaliferi Mountains, Maramureş, and the Călimani-Harghita volcanic chain. Very rarely are to be found zeolites genetically related to the Paleozoic eruptive complexes of the Highiş Mountains (natrolite, stilbite) or of Iuţi-Plavişeviţa in the Banat (natrolite, mesolite).

The mode of zeolite occurrences in igneous rocks is as follows : a) cavity fillings, amygdules, veins or in the groundmass, b) replacement product of feldspars, especially plagioclases, c) pseudomorphs after volcanic glass of Neogene tuffs and lavas and of banatitic ignimbrite rhyolites, and d) hydrothermal deposition in calcic skarn formations associated with banatitic intrusions.

We have to emphasize the close associatton of sodic or sodocalcic low-silica zeolites (natrolite, scolecite or analcime) with low-silica lavas (basalts, spilites or andesite-basalts) in the Metaliferi Mountains, while in relation with Neogene silicic tuffs and lava, silica-rich zeolites, clinoptilolite or mordenite appear. Examples are ignimbrite rhyolites of Ciceu-Dej and Gurasada, where vitric material is pseudomorphed by the mentioned zeolites. Exceptions to this generalization are scolecites identified in calcic skarns at the contact of the banatitic monzodioritic stock of Valea Seacă and of the monzogranite laccolith south-west of Stîna de Vale, Bihor, as well as in the Senonian breccia of the Vlădeasa Massif. In each of these situatins the controlling influence may have been the carbonatic geochemical environment and calcium-rich hydrothermal solutions generated by banatitic calc-alkaline magma (I s t r a t e and A l e x a n d r i n a M e d e ş a n , 1977 ; I s t r a t e et al., 1980).

Institutul Geologic al României

*Open Hydrologic System Type Zeolite Deposits*

Although the occurrences of this type are not as varied mineralogically as the former, they are of considerable economic significance. Large masses of Neogene tuffs, the so called "Dej tuff", are to be found in the Transylvanian Basin and in the Precarpathian zone. These tuffs are commonly several tens of meters thick and can be traced laterally for several tens of kilometers. They have been used for hundreds of years as building stone. The recent discovery of a rather high zeolite content of some of these tuffs lead to detailed investigations of these occurrences as well as their varied utilizations. Thin section study coupled with X-ray diffraction data have been essential for the identification of clinoptilolite, and sometimes of mordenite (author's data), in large proportions, as in the tuff occurrences of Perşani, Mirşid (P o p e s c u and A s v a d u r o v, 1978), Deva, Hărţăgani, Racoş, Zalău and Bistriţa zones. In these rocks zeolites formed during diagenesis by the reaction of vitric rhyolitic material with interstitial and percolating water of meteoric origin in so called "open hydrologic systems" (S h e p p a r d , 1976 ; H a y , 1977).

On the other hand in Transylvania and Prahova there exist many occurrences of varied tuffs and pyroclastic formations of Badenian, Sarmatian and Pliocene age, spatially associated with saline deposits, offerring in this way favourable conditions of zeolite formation in closed hydrologic system.

*Burial Diagenetic — Low Grade Metamorphic Zeolites*

Because it is difficult to distinguish obviously between these types, we only mention some occurrences, as follows : veins and cavity fillings of stilbite in Carboniferous tuffs and sandstones of the Carapelit Formation in Dobrogea and laumontite and stilbite in Upper Cretaceous sandstones in the Rîmeţ Valley in the South-Eastern Apuseni Mountains. In epimetamorphic terrains of the Northern Apuseni (Drăganului-Zimbrului valleys) occurs laumontite ; the same mineral forms veins in amphibolites at Sadu in the South Carpathians (Z e p h a r o v i c h , 1859). Chabazite and stilbite near Muncelu Mic in the Poiana Ruscă Mountains appear in geodes and other cavities in a base metal ore deposit (R ă d u l e s c u and D i m i t r e s c u, 1966).

## Chemical Composition of Romanian Zeolites

So far there have been reported almost 35 chemical analyses on monomineral samples of Romanian zeolites, 14 of them belonging to the author (Tab. 1). For the purpose of characterizing the mineral species on the basis of their chemistry and detecting possible deviation from "normal" composition as well as variations in $SiO_2/Al_2O_3$ and bivalent/monovalent cation ratio, one may use the following diagrams : $H_2O$—$SiO_2$—(Ca, $Na_2$)O (Fig.2); CaO(MgO)—$Na_2O$—$K_2O$ (Fig. 3) and $SiO_2$ — $Al_2O_3$ — CaO ($Na_2O$, $K_2O$) (Fig. 4.).

Institutul Geologic al României

TABLE 1

*Chemical composition of Romanian zeolites (wet chemical analyses, weight %); range of oxide values shown for multiple analyses**

| | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Natrolite | 47.07 | 27.15 | 0.67 | 14.78 | 0.48 | 10.18 |
| Mesolite (6) | 45.35— | 24.98— | 8.82— | 5.09— | 0.05— | 11.56— |
| | 45.97 | 26.90 | 8.95 | 6.75 | 0.15 | 16.69 |
| Scolecite | 46.05 | 26.31 | 13.33 | 0.21 | 0.00 | 14.23 |
| Stilbite | 53.05— | 12.19— | 7.17— | 0.49— | 0.15— | 14.07— |
| (11) | 69.32 | 17.40 | 8.82 | 1.25 | 0.43 | 19.92 |
| Heulandite | 57.77— | 14.24— | 4.59— | 0.75— | 0.30— | 13.89— |
| (6) | 61.40 | 16.70 | 8.56 | 1.16 | 1.55 | 15.21 |
| Clinoptilolite | 68.10— | 11.00— | 2.44— | 0.29— | 3.25— | 11.36— |
| (2) | 69.43 | 11.80 | 1.66 | 0.39 | 3.35 | 11.42 |
| Laumontite | 47.10— | 19.82— | 10.40— | 0.00— | 0.00— | 11.02— |
| (6) | 57.21 | 11.52 | 14.10 | 1.60 | 0.65 | 15.42 |
| Mordenite | 69.55 | 12.50 | 4.04 | 3.00 | 0.00 | 10.08 |
| Chabazite | 52.09 | 16.92 | 8.58 | 2.20 | 0.55 | 19.23 |

* Number of analyses shown in paranthesis; author's data = 14 analyses; other data = = 21 analyses.

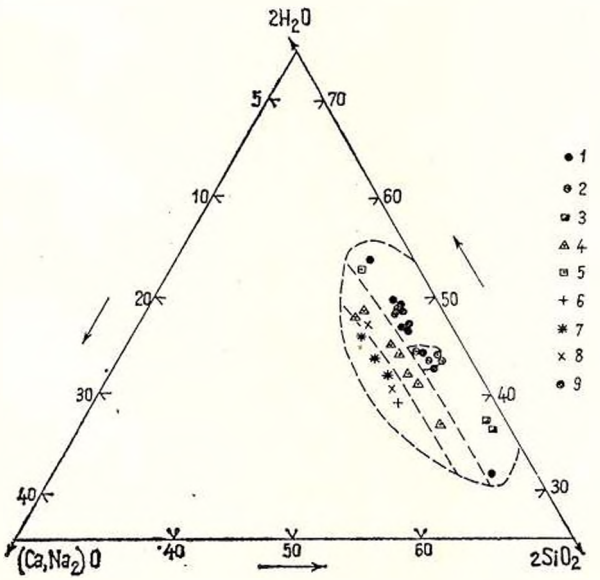



Fig. 2. — $2H_2O$ — (Ca, $Na_2$)O — $2SiO_2$ plot of composition of Romanian zeolites.

1, stilbite; 2, heulandite; 3, clinoptilolite; 4, laumontite; 5 chabazite; 6, natrolite; 7, mesolite; 8, scolecite; 9, mordenite.

Institutul Geologic al României

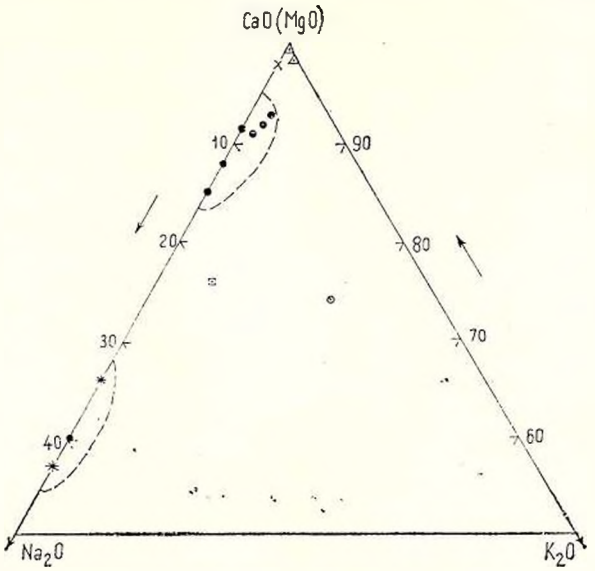



Fig. 3. — CaO(MgO) — $Na_2O$ — $K_2O$ diagram. Only author's analyses are plotted. See legend of Fig. 2.

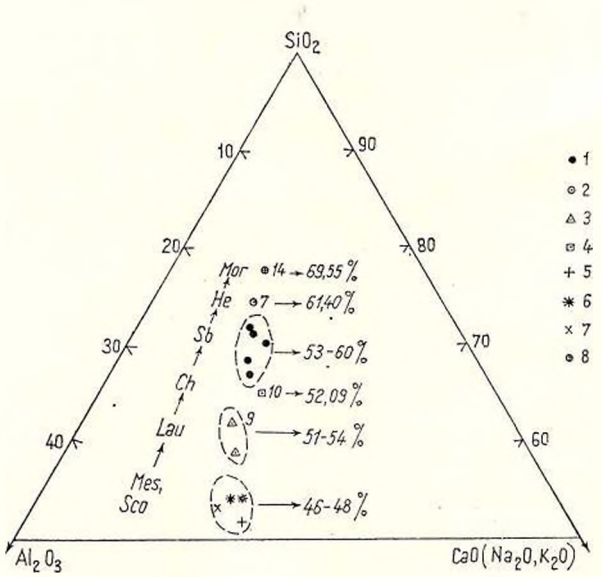



Fig. 4. — $SiO_2$ — $Al_2O_3$ — CaO($Na_2O$,$K_2$) diagram.
1, stilbite; 2, heulandite; 3, laumontite; 4, chabazite; 5, natrolite; 6, mesolite; 7, scolecite; 8, mordenite.

Institutul Geologic al României

Within Figure 2, "a", "b" and "c" domains of oversaturated, normal and silica-undersaturated zeolites, almost parallel to the $H_2O-SiO_2$ side can be recognized; Figure 3 allows the obvious separaton of zeolites according to their main cation content. The diagram of Figure 4 exhibits the linear distribution towards silica-rich members, as follows: mesolite, scolecite-laumontite-chabazite-stilbite-heulandite-mordenite. To the right-the values of $SiO_2$ (weight per cent) are indicated.

Preliminary information concerning the trace element content in zeolites have recently been presented by I s t r a t e et al. (1980). There have been analysed 14 monomineral samples by emission spectroscopy.

The following elements have been determined: Sr, Ba, Ge, Be, Ag, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Ga, Pb and Cu. The samples studied are: 6 stilbites from Neogene volcanics, banatites and Mesozoic ophiolites, 2 heulandites from ophiolites, 3 laumontites from Neogene and banatitic magmatites, 2 clinoptilolites, 1 scolecite from banatites, 1 natrolite and 1 mesolite from ophiolites of the Metaliferi Mountains.

Some interesting conclusions may be drawn from the data given in Table 2.

B, Ge, Be Ag, Ti, V, Ga, Ni and Co appear in very low contents, generally below the spectral determination limit, with some few exceptions. It is worth mentioning the fact that the Vlădeasa scolecite has a Be content of 15.5 ppm contrasting with the values $< 1$ of all the other samples, as well as the higher content of 15 ppm of the laumontite of the same region.

The close examination of the Sr and Ba variation reveals that the highest contents are present in the lamellar zeolites, stilbite and heulandite exhibiting values much higher than the prismatic ones (mesolite, scolecite, laumontite). The two analysed heulandite samples contain more than 3,000 ppm Sr and over 1 per cent Ba. Their presence in the heulandite network being a rule rather than an exception. D e e r et al. (1963) mention this possibility for the heulandite, whose $K_2O$ content is also a little higher exceeding even the $Na_2O$ one as in this case with $K_2O = 1.25$ per cent and $Na_2O = 0.75$ per cent, respectively. We shall mention that similar high values have been found in the case of heulandites genetically associated with the basic rocks of the Siberian traps (R i a b o v and K o r n e v a, 1976). Future researches should have in view whether it represents a peculiar feature of the chemistry of the Metaliferi Mountains ophiolites or it is present in other petrographic provinces in the country, as well. At present, we mention that the same heulandite samples show the highest Mn contents as well pointing to the mineral high sensitivity and capacity for varied isomorphic substitutions.

The distribution of gallium in the studied zeolites is also interesting to note. There exists an obvious tendency of this element to participate in the network of those zeolites with a prismatic habit (values of 30—50 ppm), while lamellar zeolites, namely stilbite and heulandite, usually exhibit contents ten times smaller (2—3 ppm). For a good explanation one should analyse the nature and dimensions of the free spaces in the

Institutul Geologic al României

TABLE 2

*Trace element content of magmatogene zeolites*

| | Mineral; Locality | Sr | Ba | B | Ge | Be | Ag | Mn | Ti | V | Cr | Ni | Co | Ga | Pb | Cu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Stilbite, Leşului Valley, Vlădeasa | 49 | 17 | <30 | <3 | <1 | <1 | 34.5 | 4 | <3 | 6 | <2 | <2 | 3.5 | 50 | 10 |
| 2 | Stilbite, Iadului Valley, Vlădeasa | 165 | 10.5 | <30 | <3 | <1 | <1 | 56 | 3 | <3 | 6 | <2 | <2 | 2 | 4 | 7 |
| 3 | Stilbite, Arsului Valley, Metaliferi Mts. | 13 | 15 | <30 | <3 | <1 | <1 | 58 | 19.5 | <3 | 6 | <2 | <2 | 5.5 | 13 | 80 |
| 4 | Stilbite, Arsului Valley, Metaliferi Mts. | 25.5 | 10.5 | <30 | <3 | <1 | <1 | 5.5 | <3 | <3 | 7 | <2 | <2 | 2 | <2 | 6.5 |
| 5 | Stilbite, Vorţa, Metaliferi Mts. | 380 | 35 | <30 | <3 | <1 | <1 | 31 | 15 | <3 | 5 | <2 | <2 | 2 | <2 | 2 |
| 6 | Stilbite, Techereu, Metaliferi Mts. | 65 | 8.5 | <30 | <3 | <1 | <1 | 20 | <3 | <3 | 6 | <2 | <2 | 2 | 3 | 2.5 |
| 7 | Heulandite, Poiana, Metaliferi Mts. | >3000 | >1% | <30 | <3 | <1 | <1 | 165 | <3 | <3 | 5 | 3.5 | <2 | 2 | 14 | 21.5 |
| 8 | Heulandite, Poiana, Metaliferi Mts. | >3000 | >1% | <30 | <3 | <1 | <1 | 150 | 7.5 | 9 | 5 | 2 | <2 | 3 | 5 | 5.5 |
| 9 | Laumontite, Vlădeasa | 38 | 13.5 | <30 | <3 | <1 | 15 | 18 | <3 | <3 | 5.5 | <2 | <2 | 52 | <2 | 15 |
| 10 | Laumontite, Ţibleş | 60 | 10.5 | <30 | <3 | <1 | <1 | 6 | 5 | <3 | 6 | <2 | <2 | 11 | <2 | 4 |
| 11 | Laumontite, Techereu, Metaliferi Mts. | 215 | 18 | <30 | <3 | <1 | <1 | 20 | 4.5 | <3 | 5 | <2 | <2 | 14.5 | <2 | 2.5 |
| 12 | Mesolite, Visca, Metaliferi Mts. | 63 | 10.5 | <30 | <3 | <1 | <1 | 48.5 | 10.5 | <3 | 4.5 | <2 | <2 | 30 | 5.5 | 17.5 |
| 13 | Mesolite, Techereu, Metaliferi Mts. | 245 | 11 | <30 | <3 | 1 | <1 | 21 | 14 | <3 | 5 | <2 | <2 | 34 | 5.5 | 80 |
| 14 | Scolecite, Vlădeasa | 28 | 8 | <30 | <3 | 15.5 | <1 | 36 | <3 | <3 | 5 | <2 | <2 | 24.5 | 8.5 | 16.5 |

Institutul Geologic al României

crystalline network of these minerals. Gallium, an element with a relatively small atomic radius (r.a. = 0.65), may be filtered by lamellar zeolited and retained within the small channels of primsatic-fibrous zeolites The situation is reversed in the case of Sr (r.a. = 1.16) and Ba (r.a. = 1.43) cations which are preferentially retained within the network of lamellar zeolites. These facts could be of practical interest in using zeolites as ion exchangers, which is the main characteristic of these minerals.

The analysis of occurrences, mineralogy and chemistry of the Romanian zeolites leads to the following conclusions:

Magmatogene zeolites are genetically associated with volcanic or intrusive bodies of the three main Alpine petrographic provinces: Mesozoic ophiolites, banatites (Laramian magmatites) and Neogene volcanics. Sodic or sodo-calcic zeolites (natrolites, mesolite, heulandite and mordenite) are associated with Mesozoic ophiolites, while calco-sodic zeolites (laumontite, stilbite, scolecite) associate, as post-magmatic hydrothermal products, with the banatites and the subsequent Neogene volcanics. Scolecite, the most calcic mineral of this group occurs either as a late hydrothermal phase, filling the joints of Neogene andesites of Rodna, in the calcic skarns of Valea Seacă and Budureasa, or in Senonian calcareous breccias in the Vlădeasa Massif.

Badenian volcanic tuffs contain frequently clinoptilolite, a zeolite structurally resembling heulandite in which $(Na+K) > Ca$ and mordenite, both originating in the devitrification of rhyolitic volcanic glass by the reaction with the infiltration meteoric waters in open hydrologic system.

In view of an accurate diagnosis of different minerals of the zeolite group, a complex physico-chemical study is necessary (chemical and optical analyses, X-ray diffraction, thermo-differential analyses, infrared spectroscopy, scanning electronic microscopy).

On the basis of chemical data, we may trace, on the proposed diagrams, the domains characteristic of different zeolites thus designating the mineral species (diagrams $Ca(Mg)O\text{-}Na_2O-K_2O$; $SiO_2-Al_2O_3-CaO$, ($Na_2O$, $K_2O$) and $SiO_2-H_2O-(Ca,Na_2O.)$.

The trace element contents of zeolites are generally very low. The highest Ba and Sr contents occur in heulandites and stilbites, while Ga contents are very low in these minerals, this element concentrating in prismatic-fibrous zeolites (natrolite-mesolite-scolecite group, laumontite, etc.).

Zeolite occurrence and their sequence of deposition are controlled by their forming energy, water content (zeolitic water) and of the Al/Si ratio; zeolites with higher forming energy, less hydrated and with a higher Al/Si ratio will crystallize first.

In Romania further investigations of new zeolite occurrences, of their mineralogy, composition and mode of formation, as well as studies of their utilization are needed. Special interest will be focused upon the identification of zeolite deposits in open and closed hydrologic systems.

Institutul Geologic al României

## REFERENCES

Ackner M. J. (1955) Mineralogie Siebenbürgens mit geognostischen Andeuteungen, Steinhausser, Hermannstadt.

Borcoș M. (1960) Contribuții la studiul zeoliților: magneziolaumontitul de la Musariu. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 5, 4, București.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963) Rock Forming Minerals. 1.4, Longmans, London.

Giușcă D. (1945) Un nouveau gisement de zéolites dans les Monts du Bihor. *C. R. Acad. Sci.*, 8, București.

Hay L. R. (1977) Geology of Zeolites in Sedimentary Rocks. In: Mineralogy and Geology of Natural Zeolites, Mumpton Ed., 4, 53—64, Blacksburg, Va.

Istrate G. (1980) First Mordenite Occurrence in Romania. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série de Géol.* 24, București.

— Medeșan Alexandrina (1977) Zeolites from the Vlădeasa Massif. *Rev. Roum. Géol. Géphys., Géogr., série Géol.*, 21, 35—44, București.

— Medeșan Alexandrina, Zămircă Alla (1980) Contribuții la cunoașterea chimismului zeoliților magmatogeni din Munții Apuseni. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/1, București (in press).

Kräutner H. G., Medeșan Alexandrina (1966) Metalaumontitul de la Ruschița, *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., seria Geol.* 11, 1, 183—189, București.

Popescu Florică, Asvadrov H. (1978) La clinoptilolite dans les tufs de Transylvanie. *Stud. tehn. econ., ser. I*/14, 131—142, București.

Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Edit. Acad. R.S.R., București.

Riabov V. V., Korneva T. A. (1976) O țeolitah noriliskovo raiona (Severo-Zapad Sibirskoi platformi). *Trudi Inst. Geol. Gheofiz.*, 263, Nauka, Novosibirsk.

Sheppard A. R. (1976) Zeolites in Sedimentary Deposits of the Northwestern United States — Potential Industrial Minerals. *Montana Bur. Mines and Geology, Spec. Publ.*, 74, 69—84, Kalispell.

Zepharovich V. R. (1859) Mineralogisches Lexicon des Kaiserthums Osterreich, Braumüller, Wien.

Institutul Geologic al României

# NATIVE TELLURIUM AND TELLURIDES MINERALIZATION FROM MUSARIU, BRAD REGION (METALIFERI MOUNTAINS), ROMANIA[1]

BY

ION BERBELEAC[2]

*Native tellurium. Tellurides. Native gold. Sulphosalts. Quartz andesites. Diorites. Metallogenesis. Neogene volcanism. Subvolcanic rocks; Apuseni Mountains-Neogene eruptive-Brad-Săcărimb sector.*

## Sommaire

Minéralisations de tellure natif et tellurures de Musariu, de la région de Brad (Monts Métallifères) — Roumanie. Le corps subvolcanique, constitué d'andésites quartzifères et diorites quartzifères sarmatien-pannoniennes (?), contient dans sa partie supérieure des minéralisations filonniennes d'or natif, tellure natif et tellurures d'or et argent et, en profondeur, des minéralisations de dissémination cuprifère. Les minéralisations de tellure et tellurures d'or et argent, inconnues jusqu'à présent, apparaissent dans deux filonnets situés dans les andésites quartzifères intensément argilisées et séricitisées. Le tellure natif forme des aggrégats pannidiomorphiques et allotriomorphiques fins et grossiers (0,1—3 cm) de couleur blanche-étain, avec éclat métallique prononcé. Les formes observées sont : m $[10\bar{1}0]$, R$[10\bar{1}1]$ et r$[01\bar{1}1]$. D = 6,02—6,16 g/cm$^3$ Les valeurs de la micro-dureté (VHN $_{10-20}$) varient de 29 à 74 kg/mm$^2$. Les propriétés optiques principales sont : couleur blanche à nuances crèmes ; anisotropie (gris-blanche) prononcée et reflectance (%) = 63,46 (486), 63,29 (551), 62,48 (589), 59,17 (656) en air, et 56,64 (486), 56,58 (551), 55,0 (589), 54,32 (656) en immersion. L'analyse chimique de deux mostres a donné 99,45% et 96,93% Te. Les lignes de diffraction principales résultées des données obtenues par l'analyse à rayons X sont : 3,23 (100) 2,35 (37), 2,25 (33), 1,824 (20), 3,853 (16), 1,615 (11), 2,083 (10) et 1,475 (10). Le tellure natif du filonnet no 1 s'associe aux tellurures et bisulphures qui occupent généralement la partie marginale de celui-ci. Les tellurures connus sont : frohbergite, nagyagite, calavérite, krennérite, sylvanite, petzite, hessite, empressite et altaïte. Parmi les sulphures, nous mentionnons la pyrite, la chalcopyrite et la blende.

[1] Paper received on April 7, 1980 and accepted for publication on April 8, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București 32.

Institutul Geologic al României

Le rutile et la chalcosine apparaissent sporadiquement, tandis que le tellurite est relativement fréquent. La succession de minéralisation a eu l'évolution suivante : sulphures communes-tellure natif-tellurures d'or et argent. La succession de l'or natif dans le gisement a été celle mentionnée ci-dessus. Les quantités appréciables de tellure dans les filonnets à côté des tellurures et sulphures (2—3%) mènent à la conclusion que la minéralisation décrite consiste premièrement en tellure. Celle-ci appartient au type subvolcanique « jeune ».

## Introduction

The main occurrences of native tellurium and tellurides from Romania belong to the Neogene metallogenic periods and are restricted, especially, to the Metaliferi Mountains area. In this part of the Apuseni Mountains, the most characteristic occurrences of native tellurium and gold and silver tellurides are to be found in six old mining centers : Săcărîmb, Faţa Băii, Botes, Stănija, Ruda-Barza and Baia de Arieş (Ghiţulescu, Socolescu 1941, Ianovici et al., 1969). From all these centers, Săcărîmb is the most famous. Here, for the first time in the world, nagyagite and sylvanite were found and described (Dana and Dana, 1961).

Details concerning the native tellurium and gold and silver tellurides are given by numerous authors (Müller, 1784, Kalproth, 1802 and Petz, 1842 in Vlasov, 1966; Locza, 1890, in Dana and Dana, 1961; Berwerth, 1917, in Rădulescu and Dimitrescu, 1966; Helke, 1934; Giuşcă, 1935, 1936; Ianovici et al., 1969, 1976; Ramdohr and Udubaşa, 1973). As far as the native tellurium and tellurides occurrence from Musariu is concerned, we underline the fact that it was unknown.

## Geology

Musariu area lies in the vicinity of the Brad town, in the central part of the Metaliferi Mountains. In this area there is an important Neogene structure which comprises the native gold deposit of Musariu. The broad area of Musariu deposit is built up of Mesozoic and Cenozoic formations of sedimentary and volcanic origin (Fig. 1 a, d). Mesozoic formations are represented by Upper Jurassic and Lower Cretaceous volcanic rocks (andesites, basalts, etc.). These rocks are overlain by a Neogene sedimentary-volcanic pile which consists of conglomerates, marls, argillites, sandstones, tuffites, tuffs, lavas and pyroclastic quartz andesitic rocks (Fig. 1 a,d). All these rocks are intruded by quartz andesites and quartz diorite porphyry rocks which form the so-called Musariu subvolcanic body (Ianovici et al., 1969, 1976, 1978, Borcoş et al., 1978[3], 1979[4], 1980[5]). The rocks of this body belong to the Neogene facies of Plutonic rocks of the Metaliferi Mountains. The quartz diorite-porphyry

[3, 4, 5] Unpublished reports, Arch, IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

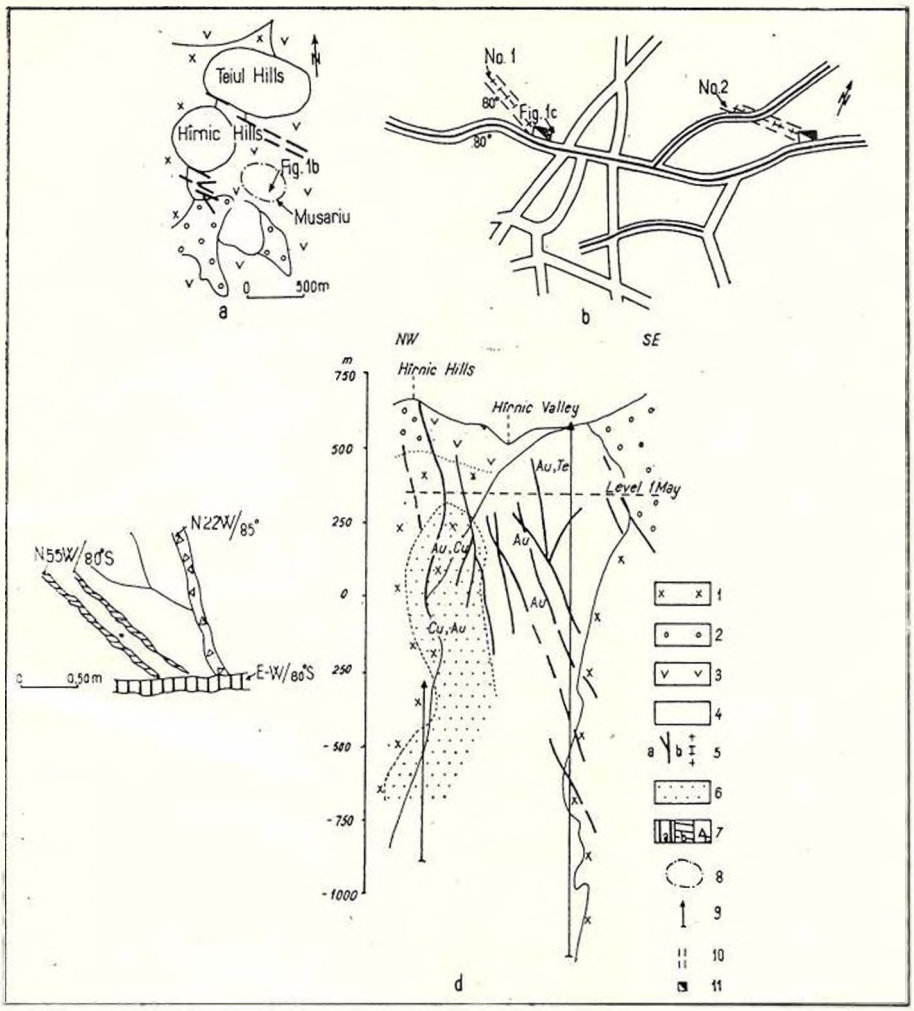



Fig. 1. — Geological sketch map of Musariu Area (a), the IInd level in Musariu mine (b), detail on veinlet no 2 (c) and cross-section through Musariu volcanic body (d) (according to Ianovici et al., 1969; Borcoș et al., 1979; unpublished data modified by the author.)
1, Mesozoic basic rocks; 2, Tertiary volcano-sedimentary pile; 3, lavas and pyroclastic rocks; 4. quartz andesites and quartz-diorite porphyry; 5: a, native gold veins; b, tellurium and telluride veinlets; 6, porphyry copper mineralization; 7: a, native gold vein at the IInd level; b, tellurium and telluride veinlets: c, fracture with breccia filling; 8, outline of subvolcanic body at about 500 m below the surface; 9, drillhole; 10, — 20 m below the IInd level; 11, pit.

Institutul Geologic al României

rocks have a compact grain structure built up mainly of plagioclase and hornblende. We note the fact that these rocks are closely connected with the origin of porphyry copper deposit from Musariu as well as other parts of the Metaliferi Mountains. We remark that the native gold (G h i ț u l e s c u, S o c o l e s c u, 1941; I a n o v i c i et al., 1969, 1977) native tellurium and telluride mineralizations are also genetically and spatially associated with the subvolcanic body. In this body and round it, the products of hydrothermal and metallogenetic activity show a typical zonality: a large argillic-sericitic + adular envelope with native gold and tellurium and tellurides mineralization lies in the upper part of the intrusion, while in the depth, the potassic and propylitic alteration and porphyry copper mineralization do occur (B o r c o ș et al., 1979[6], 1980[7]).

## Native Tellurium and Tellurides Veinlets

The native tellurium and tellurides described here were found within two veinlets (no.1 and no. 2, Fig. 1 b) situated in the neighbourhood of a native gold vein (no. 44). These veinlets seem to be crossed by native gold veins (Fig. 1 c). They strike in the same directions (NW—SE) and occur at about 20 m below the second level from Musariu mine (Fig. 1 b). The veinlets lie within white or grey white argillized quartz andesites and have, as a rule, reduced thickness (0.5—3 cm, exceptionally 5 cm) and marginal bands and nets of clay minerals (caolinite). They have sharply defined walls and in their neighbourhood there are some tectonic dislocations (Fig. 1 c) with pyrite and without native gold and tellurium and tellurides.

The main gangue minerals contained in the ore veins are quartz, caolinite and baryte. Ore minerals are represented by pyrite, sphalerite, chalcopyrite, rutile, native tellurium, frohbergite, sylvanite, calaverite, krennerite, nagyagite, petzite, empressite, hessite, tellurite and unidentified tellurides.

Within the veinlets the native tellurium and tellurides are volumetrically the most abundant ore minerals. As a rule, quartz is associated with native tellurium and tellurides, while the clay minerals contain pyrite. We note the fact that in the second level of Musariu mine, the clay minerals are predominant in native gold veins and thin and discontinuous bands of grey chalcedony or white-grey and fine-grained prismatic quartz aggregates are abundant in native tellurium and tellurides veinlets (B e r b e l e a c, 1980).

[6, 7] Unpublished reports, Arch. IGG, București

Institutul Geologic al României

Of the two mentioned veinlets, veinlet no. 2 consists almost exclusively of native tellurium, while veinlet no.1 contains, except for native tellurium which is also predominant, gold and silver tellurides and other tellurides. In the latter case, the native tellurium prevails in the inner part of the veinlet, whereas the tellurides and sulphides occur in the outer part.

The ore's structure is mostly massive. Less frequently impregnation, brecciated, drusy and cavernous textures are present.

The examined ore samples consist largely of native tellurium with irregular concentrations of disseminated pyrite, minor chalcopyrite, tellurides (frohbergite, krennerite, calaverite, sylvanite, nagyagite, petzite, hessite, empressite, altaite, unidentified tellurides) and tellurite and traces of sphalerite, rutile and chalcocite. Tellurides were found in the majority of the examined samples proceeding from veinlet no. 1. The particles are mostly very fine-grained, generally less than 60 μ; however in rare cases they attain about 300μ. There were identified optical properties which are consistent with published data (V l a s o v , 1966, U y t e n b o g a a r d t and B u r k e , 1971, R a m d o h r , 1971).

## Description of Ore Minerals

*Native tellurium*. Volumetrically, the native tellurium is the most important ore mineral of the veinlets. It is the only major ore constituent which generally develops crystal faces. It forms visible monomineralic and partly mineralic fine or coarse-grained compact panidiomorphic, hipidiomorphic and allotrimorphic aggregates. The aggregate outlilines are, as a rule, intensively zig-zagging. The internal geometry is dictated by the fact that when the native tellurium meets native tellurium, the competition between the individuals leads to a more or less coarse ore equigranular texture.

The visible individual grains of the coarse-grained aggregates often reach 1—2 cm and exceptionally 3 cm in length; usually many visible grains fall in the range from 2—3 mm to 5 mm in length (B e r b e l e a c and D a v i d , 1980). The same large crystals were found in Zlatna-Almașu Mare (Romania) Kawatsu and Tein regions (Japan) and John Joy mine (Colorado) (V l a s o v , 1966). Native tellurium individuals contained in the same volume and of comparable size may show variable shape and perfections which again may suggest the presence of more than one generation of the mineral. Some exceptional and volumetrically important prismatic crystals are found as nets in the central part of veinlets. Here it has grown in vug-like voids together with quartz. Some of these larger individuals conserve the best development of plane crystal faces flattened parallel to [10$\bar{1}$0], sometimes with rounded edges.

On the fresh surface the native tellurium has a tin-white colour and a brilliant metallic lustre; after a lapse of time they become blue and

Institutul Geologic al României

then grey with black tints. Many surfaces of the coarse-grains often conserve the traces of the perfect $(10\bar{1}0)$ and imperfect (0001) cleavage planes and some of them show the step-like and plane-choncoidale fractures. We note the forms m $\{10\bar{1}0\}$, R $\{10\bar{1}1\}$ and r $\{01\bar{1}1\}$. The euhedral crystals with these forms are more frequently in the central part of veinlets and usually within old vug-like voids. They remind those recognized by Locza (1890, in Dana and Dana, 1961) in Faţa Băii area and Kawatsu and Tein mine (Japan, Watanabe, 1960). The values of microindentation hardness ($VHN_{10-20}$) range between 29—76 kg/mm$^2$ (Berbeleac and David, 1980). These values are in agreement with the data of Vlasov (1966) and Uytenbogaardt and Burke (1971). The hardness of native tellurium is low and smaller than that of calaverite, krennerite, empressite, petzite, hessite and frohbergite and greater than that of sylvanite and altaite. The density tests of tellurium from Musariu range between 6.02—6.18 g/cm$^3$ (Berbeleac and David, 1980).

In reflected light, tellurium is white with creamy hue and against some tellurides it appears as follows : white more lighter than hessite, empressite, krennerite and calaverite ; white creamy less bright than altaite and less white-creamy tints than sylvanite. The reflectivity values — 63.46% (486) ; 63.29 % (551) ; 62.48% (589), 59.17 % (656) in air and 56.64 % (486), 56.58% (551), 55% (589) and 54.32 (656) in oil — agree with literature data (Folinsbee, 1949, Ramdohr, 1975). Double reflection of native tellurium is slight and more visible at the grain boundaries (O = white to grey-white and E = brown grey). Fairly polished, some grains show two directions of cleavage and often irregular, rarely regular triangular splintering (Fig. 2 m, Pl. I, Fig. 1). The anisotropy of native tellurium is strong but with no pronounced colour effects : grey with bluish and brownish tints. One remarks also a weak anomaly of anisotropy and many cases in which the individuals of panidiomorphic aggregates show euhedral forms, sometimes with rounded edges (Fig. 2 b,c).

In the polished sections, two morphostructural types of native tellurium are distinguished : a) euhedral to subhedral crystal aggregates and anhedral grain aggregates deposited after the sulphides and before the tellurides (Fig. 2, Pl. I, II) and b) drops and minute inclusions within the tellurides (Fig. 2 a-e, Pl. II, Fig. 3). The first type is very common and gives the complexity of textural and structural features. In monomineral aggregates the internal geometry of the grains shows frequently an inequigranular texture, while the outline in polymineral aggregates is controlled by stronger minerals (pyrite, chalcopyrite, quartz, etc.). As concerns the intergrowth and replacement zone the native tellurium develops a convex outline with concave splashes and cuspate tentacles (Fig. 2). These zones are recognized by many swarms of rounded inclusions, frequently pyrite, chalcopyrite and quartz (Fig. 2, Pl. I, Fig. 2) and by complex and interpenetrating textures. However the study of ore minerals of the two veinlets from Musariu mine shows the

Institutul Geologic al României

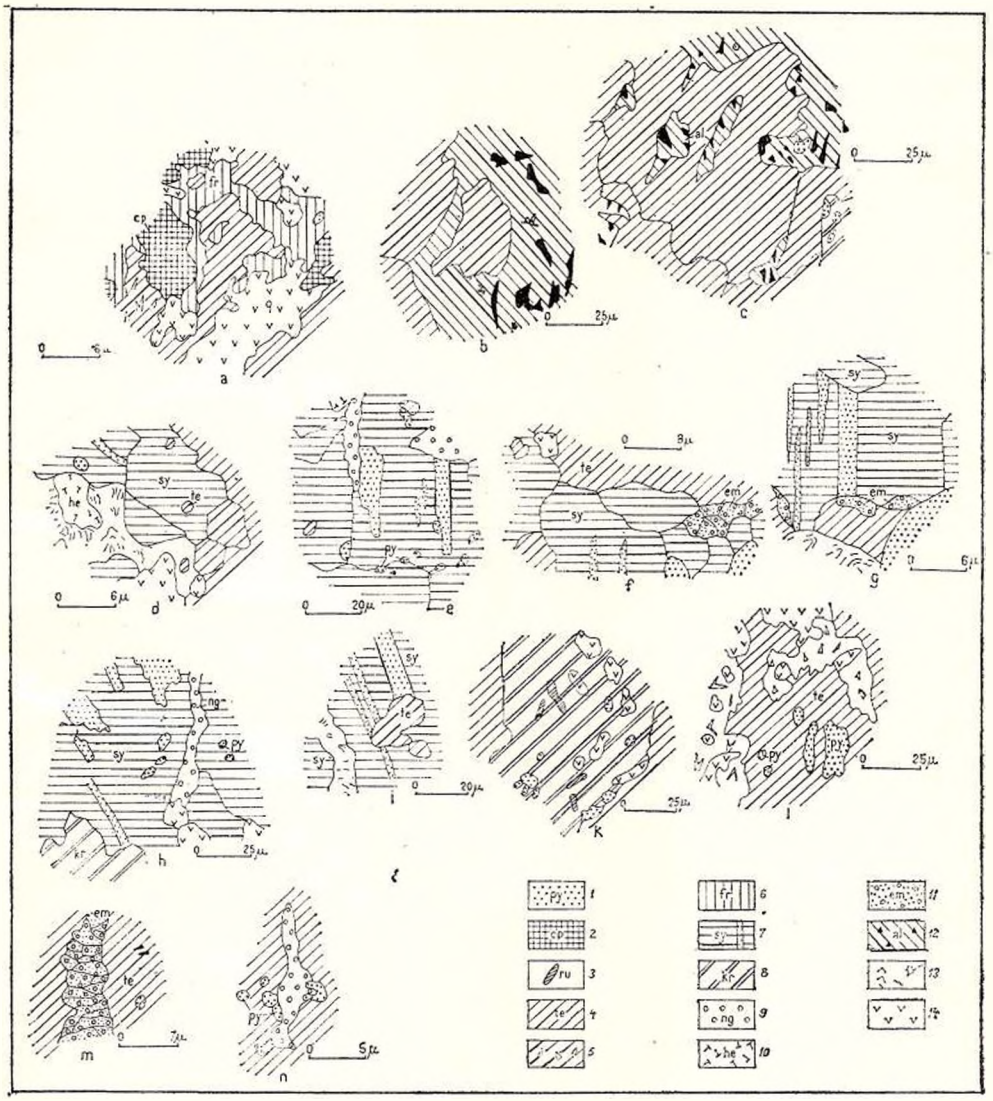



Fig. 2. — Relationship between the ore and gangue minerals in tellurium and telluride veinlets from Musariu.

1, pyrite; 2, chalcopyrite; 3, rutile; 4, tellurium; 5, tellurium with tellurite; 6, frohbergite; 7, sylvanite; 8, krennerite 9, petzite; 10, hessite; 11, empressite; 12, altaite; 13, unidentified telluride; 14, quartz. In black irregular pits.

Institutul Geologic al României

complex relationship of minerals from which we find out that tellurides have penetrated, replaced and cemented tellurium (Fig. 2, Pl. I, II). Taking all these into consideration, it results that the sequence of mineralizations in the two veinlets from Musariu mine, began with common sulphides, continued with native tellurium and finished with tellurides. These observations change the previous data (Berbeleac and David, 1980) which placed tellurium after gold tellurides.

According to Berbeleac and David (1980) the chemical composition of native tellurium (99.45% Te and 96.93% Te) is comparable with literature data. In their study, the above mentioned authors gave also the results of X-ray data (Table). These results are similar to those given by the ASTM Card.

*Frohbergite*—$FeTe_2$. Frohbergite was identified in veinlet no. 1. It appears as fine-grained fringes around chalcopyrite (Fig. 2 a). The colour of frohbergite is pinkish-lilac; a light reflection pleochroism from pinkish-lilac to lilac-grey and moderate anisotropy with colour ranging from purple-red to orange-red and ink-blue were observed. The relative relief of frohbergite is higher than that of tellurium and chalcopyrite. The inclusions in frohbergite are first the chalcopyrite and tellurium. Pyrite and gangue minerals are also important. The intergrowth with chalcopyrite and tellurium is intimate and shows deep replacements with frequent concave embayments (Fig. 2 a).

According to microscopic study the frohbergite seems to be the first telluride deposited from the tellurides sequences. It was found in associations with tellurium, chalcopyrite, chalcocite pyrite, sphalerite, sylvanite, calaverite, krennerite, petzite and tellurium. These associations are generally, the same associations which were found at Robb Montbray mine, Quebec (Vlasov, 1966) and Săcărîmb, Romania (Ramdohr and Udubaşa, 1971).

*Sylvanite* — $AuAgTe_4$. It is an important constituent of the ore. However its relative and absolute quantity is highly variable from place to place. The sylvanite,as well as other tellurides are present as thin submillimetrical fissures within tellurium. Frequently it also appears to be an intergranular filling between tellurium crystal faces. Larger areas of sylvanite are apparent only on the boundary of tellurium and sulphides, pyrite especially (Fig. 2 f). In detail sylvanite exhibits usually fine-grained allotriomorphic and hipidiomorphic aggregates. Within the aggregates the crystal faces are seen as exceptions. They consist of multiple anhedral individuals of highly variable grain size: 20—150 μ. The majority, probably have a size range of 30—50 μ.

In transmitted light the colour of sylvanite is cream-white and against tellurium it appears cream-brown. The reflection pleochroism is highly distinct, both with and without oil,and especially along the boundaries of grains and twin lamellae: bright cream-white to darker cream-white brown in air and light-cream-white and creamish-brown in oil. The anisotropy is very strong with a pronounced double reflection colour

Institutul Geologic al României

## TABLE

*X-ray powder data for native tellurium*

| 1 | | | | 2 | | | | 3 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| dA° | I/I | dA° | $I/I_1$ | dA° | I/I | dA° | $I/I_1$ | dA° | $I/I_1$ | hkl | dA° | $I/I_1$ | hkl |
| 3.853 | 16 | 1.306 | 4 | 3.846 | 11 | 1.459 | 5 | 3.86 | 20 | 100 | 1.309 | 6 | 212 |
| 3.230 | 100 | 1.255 | 3 | 3.226 | 100 | 1.381 | 5 | 3.230 | 100 | 101 | 1.287 | 1 | 300 |
| 2.350 | 37 | 1.174 | 9 | 2.345 | 30 | 1.307 | 4 | 2.351 | 37 | 102 | 1.257 | 4 | 301 |
| 2.225 | 33 | 1.130 | 2 | 2.223 | 35 | 1.226 | 2 | 2.228 | 31 | 110 | 1.234 | 1 | 114 |
| 2.083 | 10 | 1.093 | 2 | 2.081 | 10 | 1.171 | 5 | 2.087 | 11 | 111 | 1.1802 | 3 | 302 |
| 1.976 | 8 | 1.053 | 3 | 1.925 | 3 | | | 1.980 | 8 | 003 | 1.1740 | 8 | {204<br>{213 |
| 1.927 | 3 | | | 1.895 | 6 | | | 1.930 | 4 | 200 | 1.1334 | 3 | 105 |
| 1.824 | 20 | | | 1.831 | 19 | | | 1.835 | 20 | 201 | 1.0951 | 2 | 221 |
| 1.778 | 5 | | | 1.778 | 3 | | | 1.781 | 7 | 112 | 1.0784 | <1 | 303 |
| 1.757 | 2 | | | 1.755 | 1 | | | 1.758 | 2 | 103 | 1.0705 | <1 | 310 |
| 1.615 | 11 | | | 1.615 | 10 | | | 1.616 | 12 | 202 | 1.0535 | 3 | 311 |
| 1.475 | 10 | | | 1.474 | 6 | | | 1.479 | 13 | 113 | 1.0432 | 2 | 115 |
| 1.457 | 8 | | | | | | | 1.459 | 8 | 210 | 1.0399 | 3 | 222 |
| 1.45 | 9 | | | | | | | 1.457 | 8 | 211 | 1.0104 | 2 | 214 |
| 1.381 | 7 | | | | | | | 1.383 | 7 | 104<br>208 | 1.0071 | 3 | {205<br>{312 |

1, 2, Native tellurium, Musariu mine, $Cuk_\alpha$ radiations, Ni filter. Diffractometer method. Analyst Vanghele I. 3, Native tellurium, 4.0544 ASTM card (Berry, Ed., 1974)

Institutul Geologic al României

effect : from distinctly pinkish-white to greyish-brown with brownish-yellowish and bluish tints. A very important identifying feature of sylvanite is the lamellar twinning, visible, in general, with crossed nicols (Fig. 2 e, f, g, h, i, Pl. I, Fig. 3, 4). The twinning parallel to (100) and cleavage often well pronounced, usually II (010) were used also for its identification. The relative relief is lower than that of native tellurium, hessite, altaite. Sylvanite includes within its aggregates pyrite, chalcopyrite, native tellurium, nagyagite and quartz. Occasionally, inclusions of pyrite have been observed as inequidimensional fine rounded or ragged grains.

The outstanding textural features of sylvanite consist in a variety of intergrowths of tellurium, petzite, hessite unidentified tellurides. Under the microscope these relationships aid to specify the special ratios among the sylvanite, other telluride and gangue minerals which can be presumed as follows : a) sylvanites penetrate the grain boundaries of sulphides and native tellurium ; b) sylvanite seems to be penetrated by calaverite, krennerite, petzite, hessite and a telluride with mirmekitic texture and c) sylvanite is probably partially contemporaneous with nagyagite. Sylvanite is usually associated with tellurium, krennerite, calaverite, nagyagite, petzite, hessite and empressite.

*Calaverite* — $AuTe_2$. It is a minor constituent. Like krennerite it is frequently found in small areas along the sylvanite, native tellurium and sulphide grains. Sometimes it is seen in small bands situated between the sylvanite and tellurium grains and sulphide aggregates. The bands consist of irregular fine-grained aggregates and comprise many inclusions of pyrite, rutile, native tellurium and quartz. The aggregate grains show an anhedral habit and weak reflection pleochroism with yellowish-white and brighter yellowish-brown tints. Anisotropic effects are distinct with yellow-grey and grey-brown colours. In all these the colour is very similar.

*Krennerite* — $AuTe_2$. It is anhedral and consists of fine-grained aggregates. Krennerite was found in most samples from veinlet no 1 in quartz ore portions. It occurs as intergranular filling between native tellurium (Fig. 2 k, Pl. II, Fig. 1) and sylvanite (Fig. 2h). Larger areas between pyrite and sylvanite appear only on krennerite and calaverite. In this case, it is difficult to find the true genetical ratios between these minerals. A very different type of intergrowth is present in the above mentioned areas. These are represented by thin and sometimes oriented krennerite and calaverite grains. Both minerals are in approximately equal proportions and display complicated intergrowths. The relative relief of krennerite is higher than that of calaverite and sylvanite. We note also the weak reflection pleochroism and quite distinct anisotropy which are stronger than in calaverite.

*Nagyagite* — $Pb_5Au\ (Te,\ Sb)_4S_{5-8}$. Nagyagite occurs sporadically over a great part of the total ore volume. It was noticed especially as inclusions of thin, tabular, isolated crystals or fine-grained aggregates in

Institutul Geologic al României

sylvanite. It is important to underline the frequency in sylvanite of euhedral crystals of nagyagite (Pl. I, Fig. 4). Frequently, nagyagite appears to be an intergranular filling between sylvanite (Fig. 2e) and tellurium grains (Fig. 2n). In polished sections the colour of nagyagite is grey. The weak reflection pleochroism and anisotropy (yellow-grey, grey-blue and dark brown) were the main diagnosis criteria. In all the known cases there are no inclusions in sylvanite grains. We remark also the association of nagyagite with sylvanite, native tellurium and rarely with calaverite and krennerite.

*Petzite* — $Ag_3AuTe_2$. It is a minor ore constituent. Petzite was frequently found on the border between sylvanite and tellurium grains. Sometimes, petzite and hessite fill the fine fissures of the two mentioned minerals. Petzite forms small and fine-grained aggregates in which the crystal faces have never been seen. The reflectivity of petzite is moderate comparable with that of hessite. In contrast with this, against light white (in air) it has a pale lilac colour and with crossed nicols it is isotropic. We remark the low relief, invariably lower than in the case of hessite, sylvanite and tellurium.

*Hessite* — $Ag_2Te$. Fine-grained aggregates of hessite have been met in association with sylvanite, tellurium, calaverite, krennerite petzite and an unidentified telluride. Hessite has been frequently identified as fine-grained aggregates in filled fissures where, as a rule, it is associated with an unidentified telluride (Fig. 2d, Pl. II, Fig. 2, 3). Sometimes, in contact zones of the two above mentioned minerals, among the observed microtextures, the so-called sub-graphitic or pseudo-eutectic textures, seem to be the most common. This aspect is given by the mirmekitic textures between, probably, a gangue mineral and these two ore minerals. The reflection pleochorism (grey-white colour, in air and dull brownish-white to greyish-blue purplish, in oil) and quite distinct anisotropy with dark-orange and slate-blue, dark brownish-purple and light yellow in oil have been the principal criteria for diagnosis.

*Empressite* — AgTe. It was found as fine-grained aggregates in thin fissures from tellurium (Fig. 2m, Pl. II, Fig. 4). Empressite and other similar tellurides are veining tellurium along plane grains. The reflectivity of empressite is moderate and its anisotropy and reflection pleochroism are distinctly too strong (white-greenish-yellow). Empressite is of yellow-grey colour with pale greenish tints. According to published data, empressite has been detected in few deposits : Baia de Arieş (V l a s o v, 1966) and Săcărîmb (S c h r a u f, 1878; T h o m p s o n et al., 1951), Empress Josephine mine (V l a s o v, 1966; T h o m p s o n et al., 1951), Red Cloud (T h o m p s o n et al., 1951), Kalgoorlic (M a r k h a m, 1960) and in a certain gold ore deposit in Armenia (V l a s o v, 1966).

In Musariu mine, the empressite associates preferentially with tellurium and sylvanite.

*Altaite* — PbTe. Altaite was found as very small, xenomorphic aggregates. It penetrates the border of native tellurium grains in vein form. Sometimes, in polished sections, altaite shows a cubic cleavage

Institutul Geologic al României

with triangular pits (Fig. 2a, b). In contrast with tellurium, altaite has white colour, high reflectivity and is isotropic; like Robb Montbray (V l a s o v, 1966) it shows weak anisotropy.

*Unidentified Ore Minerals.* A number of minerals of the investigated specimens remained unidentified. From these we mention only two which seem to be tellurides.

1) A strongly pleochroic and anisotropic mineral was found in the specimens from veinlet no 2. It forms, almost exclusively, minute veinlets which penetrate the native tellurium (Fig. 2d, i, Pl. II, Fig. 3). It appears also as small allotriomoprhic aggregates between the boundaries of native tellurium, sylvanite, calaverite, krennerite and hessite (Fig. 2d). The colour of pleochroism in air is ordinary grey (yellowish-grey to grey-yellowish) and the anisotropy colour (in air) ranges from white-yellow-brown to bluish-grey. The relative relief is lower than that of sylvanite, krennerite, calaverite, hessite and tellurium. It polishes easily and well, but shows substitution mirmekitic textures. It comprises almost always an interpenetrating growth of large mineral grains with very fine ones and apparently a gangue mineral (Pl. II, Fig. 2, 3). The grain boundary of this unidentified telluride with gangue mineral is very complicated; the intergrowths of these two minerals frequently have a vermicular texture. This fact resembles the "graphic granitic" textures in which the predominant component is probably a telluride.

2) Within sylvanite, calaverite, krennerite and native tellurium aggregates together with pyrite, quartz and other mineral inclusions, a prismatic isolated mineral was found. This mineral shows a perfect parallel extinction with darkest positions and grey-blue and blue colours. The relative relief is higher than tellurium, sylvanite and calaverite.

Being described and partly well-known these minerals and others demand further study.

*Other Minerals.* By investigating the ore minerals from two native tellurium and telluride veinlets, before the above mentioned minerals, pyrite, chalcopyrite, sphalerite and rutile do occur. From these, pyrite is volumetrically the most important.

Most frequently, pyrite occurs as subhedral grains with individuals ranging from 20—30 μ to about 1—2 mm. The best developed crystal faces are usually in argillized andesites. Most frequently pyrite occurs as equidimensional but anhedral inclusions (Fig. 2, Pl. I, II). Inclusions with outlines made up of crystal faces are rare. The inclusions of pyrite inside the native tellurium and tellurides are an example of "poikilitic" texture (Fig. 2, Pl. I, II). Smaller inclusions of pyrite appear, as a rule, as rounded isolated grains or as a series of more or less rounded aggregates lying in a tellurium or tellurides matrix (Fig. 2, Pl. I, II).

The pyrite is corroded by chalcopyrite over large areas along grain boundaries where a vermicular intergrowth develops. Chalcopyrite occurs as patches of irregular size and distributions. It is associated with pyrite, chalcocite, frohbergite, tellurium and tellurides. When chalcopyrite occurs as small inclusions, it has mostly adapted "rounded form", as well.

Institutul Geologic al României

Inclusions in chalcopyrite are pyrite sphalerite and gangue minerals, especially quartz.

Sphalerite is a minor constituent and is generally formed as fine inclusions, especially in tellurium and tellurides. Rutile has been identified only occasionally.

*Tellurite* — $TeO_2$. In veinlet no 1, near the wall rock and in small geods, small acicular crystals or clusters and spherical masses showing radial structure have been identified. These minerals, associated with goethite, have yellowish-white colour and almandine lustre. In transmitted light, tellurite is transparent and biaxial positive. It is generally very scarce in some native tellurium aggregates where it forms thin and acicular crystals. (Fig. 2 a, h). Tellurite originates in the transformation of native tellurium.

*Chalcocite* — $Cu_2S$. It is probably a supergene mineral. It occurs mostly as thin rinds at the grain boundaries of chalcopyrite. In addition to this, replacement structures and replacement relics are characteristic.

## General Features of Mineral Assemblages

The intergrowths of opaque minerals and of opaque minerals with gangue minerals and the apparent successions of minerals are identical for all the specimens.

As concerns textural and structural relationships of opaque to non-opaque minerals, three different mineral assemblages may be distinguished, each of them being associated to the tellurides and sulphosalts stage of the IInd metallogenetic phase from the Metaliferi Mountains (I a n o v i c i et al., 1969; B o r c o ş, M a n i l i c i, 1965; B e r b e l e a c, 1975).

The three mineral assemblages present the following characteristics :

1. Assemblage I occurs in veinlet no 1. It is characterized by the predominance of pyrite. Copper is abundant in the form of chalcopyrite and chalcocite, the former dominating the latter. Sphalerite is rare.

2. Assemblage II occurs in both veinlets. Here, native tellurium seems to be the unique mineral.

3. Assemblage III forms the gold and silver tellurides in which sylvanite is the dominant mineral. Frohbergite, calaverite, nagyagite, petzite are subordinate to krennerite and in places also to altaite, hessite and the mineral with mirmekitic texture, probably a telluride.

The textural relationships of opaque and non-opaque minerals permitted to make the following general observations : all ore minerals contain inclusions of non-opaque minerals. Euhedral quartz inclusions (Pl. I, Fig. 2) appear within the assemblages II and III ; the inclusions of tellurium and other tellurides are often with round or sharp outlines ; euhedral crystals of ore minerals embedded in tellurides are represented by nagyagite ; gold and silver tellurides appear frequently as an infilling between sulphide grains and native tellurium.

Institutul Geologic al României

The observed textures were sorted into the following three groups : a) proper granular textures; b) mirmekitic textures (Pl. II, Fig. 2, 3) and c) textures resembling replacement ones (Fig. 2).

## Conclusions

According to the present knowledge on the tellurium and tellurides mineralizations and the data in the preceding pages, the Musariu mineralization shows the following characteristics of its modes of occurrence :

1) It was formed in close genetical relations to quartz-andesitic and quartz-diorite porphyry, Tertiary subvolcanic activities in the late stage of metallic mineralizations from the Metaliferi Mountains. Tellurium and tellurides mineralization seem to have also taken place during the second stage (together with native gold) of a single metallogenic phase (Sarmatian-Pannonian, Ianovici et al., 1976). This mineralization belongs to the "young" subvolcanic type (Vatukoula, Fiji Island, Vlasov, 1966) and can be compared with other important and similar occurrences in Romania (Săcărîmb, Faţa Băii, Baia de Arieş, Ianovici et al., 1976) and in the world (Kawatsu, Tein, John Joy, Ramdohr, 1975; Vlasov, 1966).

2) Tellurium and tellurides mineralization consists of two small fissure-filling veins and occurs in Musariu mine at the same levels with native gold vein. These two types of mineralization appear in the upper part of the subvolcanic body, within a broad envelope of argillized rocks. We note also the fact that tellurium and tellurides from many typical hydrothermal mineral associations (tellurium-quartz; tellurium-altaite-quartz; tellurium-sylvanite-calaverite; sylvanite-calaverite; petzite-hessite; sylvanite-nagyagite-tellurium; sylvanite-unidentified telluride, etc.) are in agreement with the phase diagram of the Au—Ag—Te ternary system (Markham, 1960).

3) Successive mineralization might have probably taken place according to the following order : pyrite-sphalerite-chalcopyrite-tellurium-frohbergite-gold and silver tellurides. At present, there are not sufficient data for estimating the real genetic relationships between the diverse tellurides on one hand, and these and native gold, on the other hand. We note the fact that in other places from the Metaliferi Mountains (Săcărîmb, Faţa Băii, Fericeana, Boteş, Baia de Arieş, etc.) the native tellurium deposited only partially at the same time with gold and silver tellurides. It appears mostly after native tellurium and tellurides (Helke, 1934; Ghiţulescu and Socolescu, 1941; Ianovici et al., 1969; Borcoş, Manilici, 1965).

4) The native tellurium and tellurides mineralization of Musariu mine consists mainly of tellurium; the tellurides (sylvanite, calaverite, krennerite, nagyagite, petzite, hessite, frohbergite and altaite) are present in minor amounts .As regards this aspect, it is a typical tellurium mineralization.

Institutul Geologic al României

5) The source of mineralizations lies probably in parental magma, while the later phase of metallogenetic activity might be responsible for the formation of tellurium and tellurides occurrences. Otherwise, the preliminary analysis of available information has made possible the recognition of a metallogenic activity associated to island arc volcanism from the Metaliferi Mountains.

## REFERENCES


Berbeleac I. (1975) Studiul petrografic şi metalogenetic al regiunii Vălişoara (Porcurca) (Munţii Metaliferi). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLVI, 1—190, Bucureşti.

Berbeleac I., David Margareta (1980) Native Tellurium from Musariu, Brad Region (Metaliferi Mountains), Romania. *Miner. Deposita*, (în press).

Borcoş M., Berbeleac I., Gheorghiţă Ioana, Bratosin Irina, Colios Elena, Zămircă Alla, Anastase S., Verdeş Gh., Stănescu I. (1980) Chemical Remarks on the Valea Morii Porphyry Copper Ore Deposit (Metaliferi Mountains). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 17—36, Bucureşti.

Borcoş M., Manilici V. (1965) Geothermometric Analysis — a Criterion for the Determination of Thermodynamic Conditions of Hydrothermal Mineralization. Symposium „Problems of Postmagmatic Ore Deposition", II, 356—363, Praga.

Dana J. D., Dana S. E. (1961) System of Mineralogy. 7th ed. entirely rewriten and enlarged by Palache Eh., Berman H., Frondel C., I, 834, New York-London.

Folinsbee E. R. (1949) Determination of Reflectivity of the Ore Minerals. *Econ. Geol.*, 44, 5, 425—436.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métalifères (quadrilatère aurifère et régions environnantes). *An. Inst. Géol. Roum.*, 1—126, Bucureşti.

Giuşcă D. (1936) Nouvelles observations sur la minéralisation des filons aurifères de Săcărîmb. *Bull. Acad. Roum. Sci.*, 18, 3—5, 97—103, Bucureşti.

— (1937) Le chimisme de la nagyagite. *Soc. Roum. Géol.*, III, 118—121, Bucureşti.

Helke A. (1934) Die Goldtellurerzlagerstätten von Săcărîmb in Rumänien. *N. Jahrb. v. Min.*, 68, 19—85.

— (1938) Die Jungvulkanischen Gold-Silver-Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. Arch. Lagerstätten forschung, 66, Berlin.

Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţa geologică a Munţilor Metaliferi, Ed. Acad., 741 p., Bucureşti.

Ianovici V., Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni, Ed. Acad., 631 p., Bucureşti.

Ianovici V., Vlad Ş., Borcoş M., Boştinescu S. (1977) Alpine Porphyry Copper Mineralization of West Romania. *Miner. Deposita.*, 12, 307—317.

Markham N. L. (1960) Synthetic and Natural Phases in the System Au-Ag-Te. *Econ. Geol.*, 55, 6, 1148—1178.


Institutul Geologic al României

Mühler I. V. (1884) Vortsetzung der Versuche mit dem in der Grube Hulf in dem Facenzbaya bei Zlatna vorkommenden Spiessglaskönig. *Physik, Arb. eintracht. Freunde*, I, 2, 49—53.

Ramdohr P., Udubaşa G. (1973) Frohbergit — Vorkommen in den Golderzlagerstätten von Săcărîmb und Faţa Băii (Rumänien). *Miner. Deposita*, 8, 179—182.

Ramdohr P. (1975) Die erzmineralien und ihre Verwachsungen, 1277 p. Berlin.

Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad., 376 p., Bucureşti.

Schrauf A. (1878) Über die Tellurerze Siebenbürgens. *Z. Kristallogr.* Bd. 2, 3, 209—2 52.

Thompson R. M., Peacock A. M., Rowland F. J., Bradley G. L. (1951) Empressite and „Stuetzite". *Amer. Mineralogist*, 36, 5—6, 458—490.

Uytenbogaardt W., Burke J.A.J. (1971) Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals. Second revised edition, 433 p., Amsterdam, London, New York.

Vlasov A. K., Ed. (1966) Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Their Deposits. II, 945, English translation, Jerusalim.

## EXPLANATION OF PLATES

### Plate I

Fig. 1 — Cleavage and triangular and irregular pits in native tellurium. Veinlet no 2 ; Nic//, × 125.

Fig. 2 — Quartz and pyrite inclusions in compact aggregates of native tellurium. Veinlet no 2 ; Nic //, × 125.

Fig. 3 — Drop inclusions of native tellurium (white) and polygonal grains of nagyagite (grey) in twinning sylvanite. Veinlet no 1 ; Nic //, × 240, in oil.

Fig. 4 — Euhedral crystal of nagyagite within sylvanite (white and grey with lamellar twinning) and native tellurium (dark grey in the left corner of the picture). Veinlet no 1 ; Nic //, × 250, in oil.

### Plate II

Fig. 1 — Intergrowth of native tellurium (grey-white) and krennerite (dark grey). Note the distinct optical contrast between the two above mentioned minerals and pyrite inclusions. Veinlet no 1 ; Nic +, × 250, in oil.

Fig. 2 — Unidentified telluride with mirmekitic texture (grey-white) and native tellurium (right corner down). Remark the well polished pyrite (white) and quartz inclusions. Veinlet no 1 ; Nic +, × 250, in oil.

Fig. 3 — Intergrowth of hessite (grey), tellurium (white-grey with triangular pits) and unidentified telluride with mirmekitic texture. Veinlet no 1 ; Nic //, × 250, in oil.

Fig. 4 — Filling fissure with empressite in tellurium. Veinlet no 1 ; Nic +, × 250, in oil.

Institutul Geologic al României

# CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE HYDROGEOTHERMAL STRUCTURES IN ROMANIA AND OF THE PROSPECTIVE ZONES [1]

BY

CONSTANTIN GHENEA, TODERIȚĂ BANDRABUR, PETRE CRĂCIUN, ANA GHENEA [2]

*Thermal waters. Hydrogeothermal structures, Geothermy. Geothermal gradient. Applied hydrogeology (characteristics). Hydrogeologic drillings. Hydrogeothermal resources. Romania. Pannonian Depression. Moesian Platform. East Carpathians. South Carpathians. Apuseni Mountains. Transylvanian Depression.*

## Sommaire

Contributions à la connaissance des structures hydrogéothermales de Roumanie et des zones de perspective. L'ouvrage représente une synthèse des données concernant les structures d'eaux thermales de Roumanie. On y présente aussi des données obtenues par l'étude d'un vaste matériel (les températures mesurées en nombreux sondages d'hydrocarbures) concernant le régime géothermique de quelques unités structurales. La corrélation de ces donnés avec les particularités hydrogéologiques a mené à des conclusions sur l'éventuelles zones de perspective pour les eaux thermales.

## I. Introduction

The paper represents a synthesis of the data referring to the thermal waters in Romania ; with that end in view a rich documentary material has been studied. For the assigning of the information obtained in the ensamble represented by the geothermal energy and its utilization as energy mass, the temperature data of some formations measured in wells

[1] Paper received on February 5, 1980 and accepted for publication on March 25, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

have also been processed. The correlation of the geological-structural conditions, of the hydrogeological features of certain units as well as of the geothermal anomalies identified led to the establishing of the possibilities of making evident of some prospective zones for thermal waters.

Among the numerous studies elaborated in the last century referring to various aspects of the thermal water deposits, only those with a general character worked out recently will be mentioned here. Thus, beginning with Liteanu et al. (1965) the series of synthesis papers continued with the papers of Vasilescu and Nechiti (1968), Pricăjan (1972), Paraschiv et al. (1975), Vasilescu and Opran (1975), Ali-Mehmed et al. (1976), etc. There is also a large number of regional reports on the prospection works and explorations for thermal waters carried out by the Ministry of Mines, Petroleum and Geology on the whole Romanian territory in the last decade (Ichim et al., 1971 [3]; Nechiti et al., 1971 [4]; Bandrabur et al., 1975—1979[5]).

## II. The Hydrogeothermal Structures in the Great Structural Units. Geothermal Features. Hydrogeological Considerations

As the degree of knowledge of the thermal water potential is, up to now, different, we shall present the results obtained in each major structural unit according to the importance of this potential. To this purpose, this paper deals with the problems specific to the Pannonian Depression

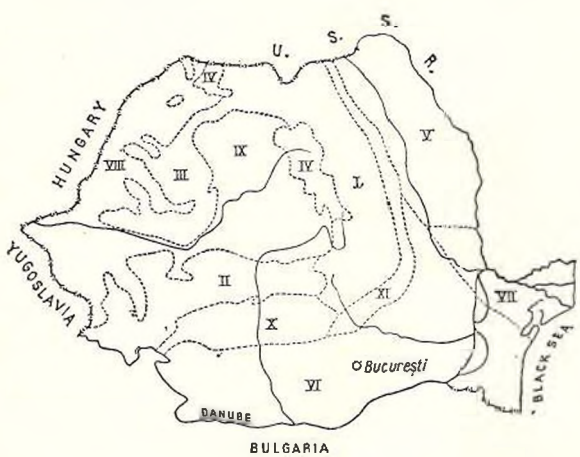



Fig. 1. — Structural units of Romania.

I, East Carpathians; II, South Carpathians; III, Apuseni Mountains; IV, neovolcanic mountains; V, Moldavian Platform; VI, Moesian Platform; VII, North Dobrogea and Predobrogean Depression; VIII, Pannonian Depression; IX, Transylvanian Depression; X, Getic Depression; XI, Neogene zone

(the easternmost part including the Romanian territory, the Moesian Platform, the Getic Depression, the East Carpathians, the South Carpathians, the Apuseni Mountains, the Transylvanian Depression (Fig. 1).

[3, 4] Arch. M.M.P.G., Bucharest.

[5] Arch. I.G.G., Bucharest.

Institutul Geologic al României

## 1. The Pannonian Depression (the Romanian Territory)

*Structural Elements.* The main information on the deep limits of the earth's crust has been emphasized by the seismic data of the last segment on the Romanian territory on the 11th International Profile (R ă d u l e s c u et al., 1976). The characteristic feature of the Mohorovici discontinuity of this profile consists in its regional uplift (27 km). However, the decrease of the thickness of the earth's crust has been registered on the Hungarian territory, as well (24—26 km). Against this general background, the structural map (Fig. 2) points out the existence of major fractures whose movements on the vertical affected both the crystalline basement and the covering sedimentary formations. These fractures with two predominant directions — NW-SE and NE-SW — separate several sink and uplift compartments. The Pre-Neogene relief of the depression with such a configuration determines various thicknesses of the covering formations, from some metres in the uplift compartments in the vicinity of the Apuseni Mountains to more than 4,000 m in the sink compartments.

As the main hydrogeothermal structures are situated at the level of the Upper Pannonian (s.l.) it is to be mentioned that, within this structural edifice, several zones characterized by an active subsidence in the whole Pannonian have been distinguished: Satu Mare, Galoşpetreu-Mecenţiu, Socodor-Grăniceri, etc. (Fig. 3).

*Geothermal Regime.* Starting from the thermal sources known due to the natural emergences in the Oradea zone, several research hydrogeological drillings have been carried out in recent times. Then, the systematic investigations continued with measurements of the temperature in the bore-holes, at different stratigraphic levels, most of them effectuated in the research bore-holes for hydrocarbons.

At present, the available data allowed the drawing up of a geoisothermal map at a reference plan of — 1,000 m. In most of the depression, it corresponds to the average depth of the aquiferous complex of the Upper Pannonian, the main reservoir known both in Romania and in Hungary (Fig. 4). Although there is a certain degree of approximation of the results due to the ununiform distribution of the bore-holes where the measurements have been accomplished, several positive anomalies with high values are individualized in the above-mentioned map. Thus, in the Someş-Crişul Repede interfluve an anomaly with values exceeding 80°C is outlined in the Săuca-Mecenţiu-Moftinu zone. This anomaly extends westward (Carei) where it reaches 90—95°C. Structurally, it is situated on a sink compartment, with a sedimentary cover of about 3,100 m. Westward, there is an anomaly, with smaller values (78—85°C), in the Pişcolţ-Curtuiuşeni area.

Another anomaly, with a relative small extension, corresponds to the Abrămuţ sector (80°). To the west, in the Săcuieni zone, one can notice relatively high values (75—85°), structurally corresponding to a compartment where the crystalline basement is at a depth of about 2,000 m. In

Institutul Geologic al României

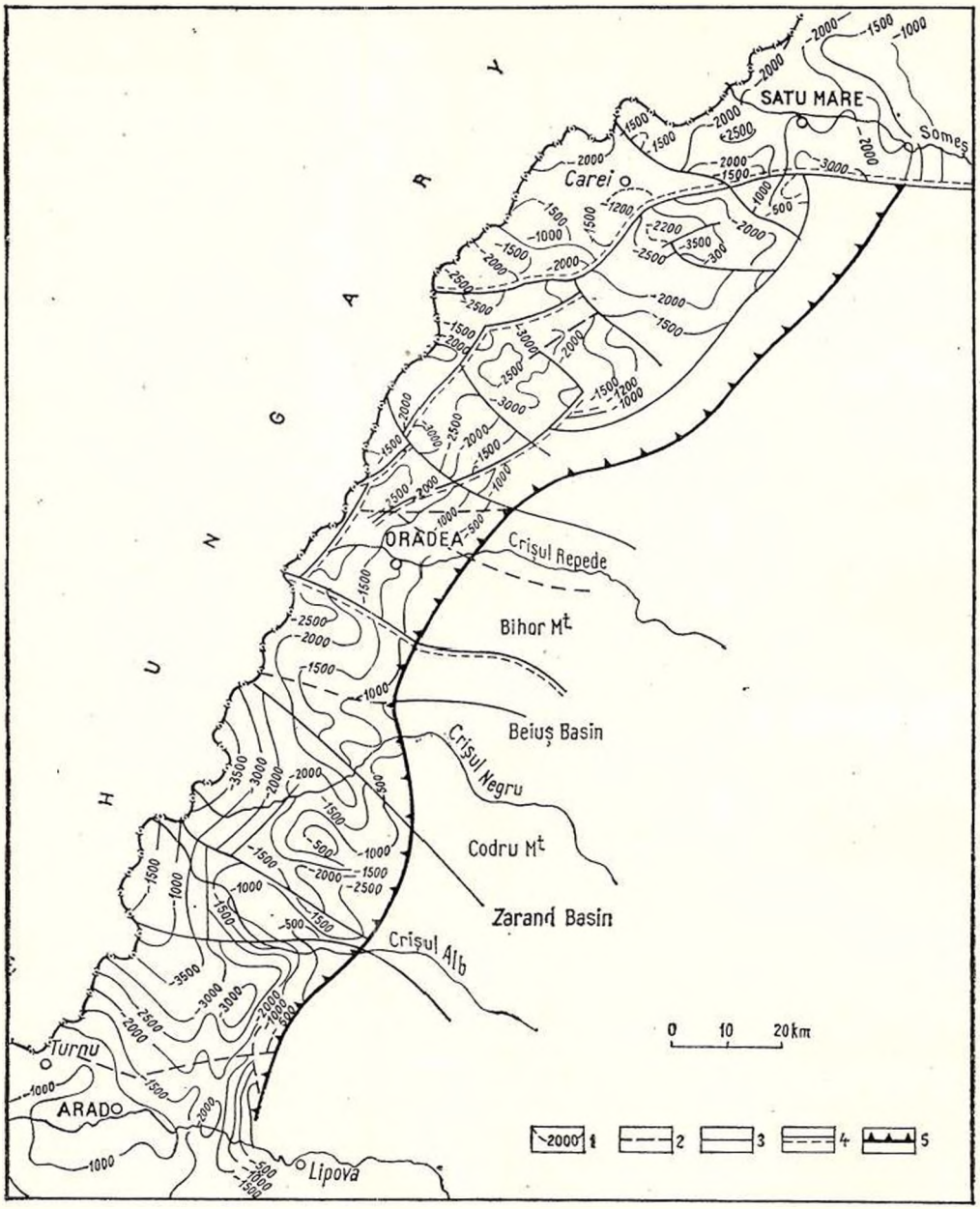



Fig. 2. — Structural map of the Pre-Neogene relief (Pannonian Depression).

1, isobath of the Pre-Neogene relief; 2, Pre-Pannonian fault; 3, Post-Pannonian fault; 4, fault resumed in the Pannonian; 5, eastern border of the Pannonian Depression.

Institutul Geologic al României

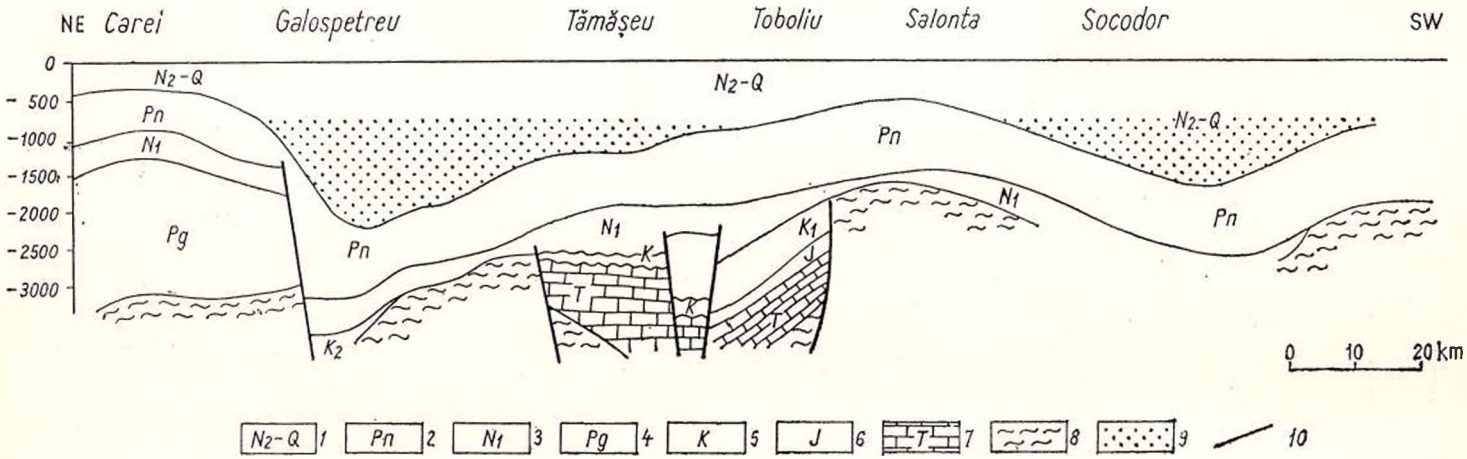



Fig. 3. -- Geological longitudinal section through the eastern part of the Pannonian Depression.
1, Neogene-Quaternary; 2, Pannonian; 3, Lower Neogene; 4, Paleogene; 5, Cretaceous; 6, Jurassic; 7, Triassic; 8, crystalline; 9, thermal aquiferous complex in the Upper Pannonian; 10, fault.

Institutul Geologic al României

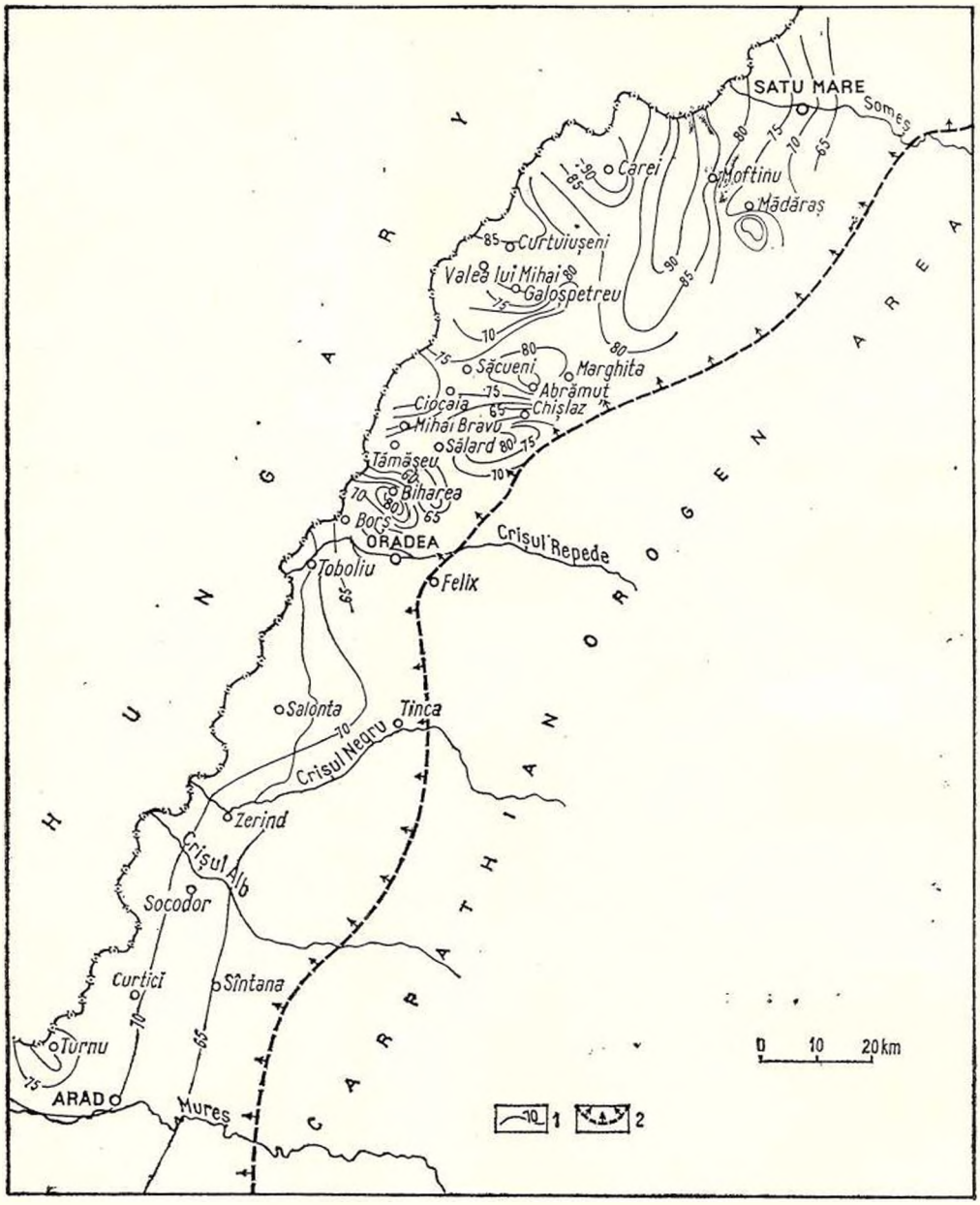



Fig. 4. — Distribution of the Upper Pannonian temperatures.

1, isogeotherm of 70° at — 1000 m elevation; 2, eastern border of the Pannonian Depression.

Institutul Geologic al României

the more southern zones, Chişlaz-Cenaloş-Sălard-Tămăşeu, the isotherms indicate a decrease of temperature below 70°C, except the Ciuleşti anomaly with an isotherm of 80°C.

In the Borş-Oradea zone there are no anomalies with high values at the Pannonian level. The temperatures range between 50°—70°C with a tendency of decrease westward.

In the region between the Crişul Repede and the Mureş rivers, the small bulk of data did not permitted a minute study of the thermal field. Values exceeding 65°C are locally recorded to the west of the Miersig-Tăutu-Chişinău Criş alignment.

In the southern part of the study region there is the Turnu structural zone with isotherms of 75 and 80°C. In this area, the anomaly has been controlled by the geothermal gradient in steady state regime and recorded in bore-holes at depths of 20 m and 30 m, respectively (V e l i c i u, 1974) [6].

South of the Mureş River, in the Calacea-Şandra and Variaş zones, there are two anomalous areas characterized by anomalies of 65—85°C for the former and 65—70°C for the latter. These areas correspond to uplifts of the crystalline basement at depths of 1,000—1,500 m.

*Hydrogeological Features.* In the study region aquiferous complexes appear in Triassic, Cretaceous and Pannonian formations.

The Triassic aquiferous complex occurs only in the Oradea zone, where the thickness of the Triassic formations reaches 1,000 m. In limestones and dolomites, the drillings came across waters with artesian discharge capacity up to 800 c.m/day and temperatures of 87° and 90°C.

The Cretaceous aquiferous complex is known by the thermal waters of the Băile Felix and 1 Mai resorts. At Băile Felix, the artesian discharge capacity amounts to 17,000 c.m/day and temperatures of 49.5C. The inferior levels are characterized by lower temperatures and smaller discharge capacities.

The Upper Pannonian thermal aquiferous complex represents the main thermal water reservoir in the Pannonian Depression. Its thickness exceeds 1,000 m in the interior of the sink compartments.

In order to point out the regional distribution of temperature horizontally and on the vertical within this thermal aquiferous complex, a hydrogeothermal map has been drawn up, which represents a correlation of the map with isotherms at — 1,000 m and the development of the permeable Upper Pannonian horizons (Fig. 5).

The examination of this map pointed to zones with favourable geothermal characteristics, the structural features being also emphasized. It is to be mentioned the sectors situated along the Cadea-Galoşpetreu-Andrid-Mecenţiu sink zone, where the temperatures measured at the base of the thermal complex would indicate 140°C. In a more northern zone — — Satu Mare-Moftinu — the temperature exceeds 80°C at the level of the thermal aquiferous complex.

[6] Arch. I.G.G., Bucharest.

Institutul Geologic al României

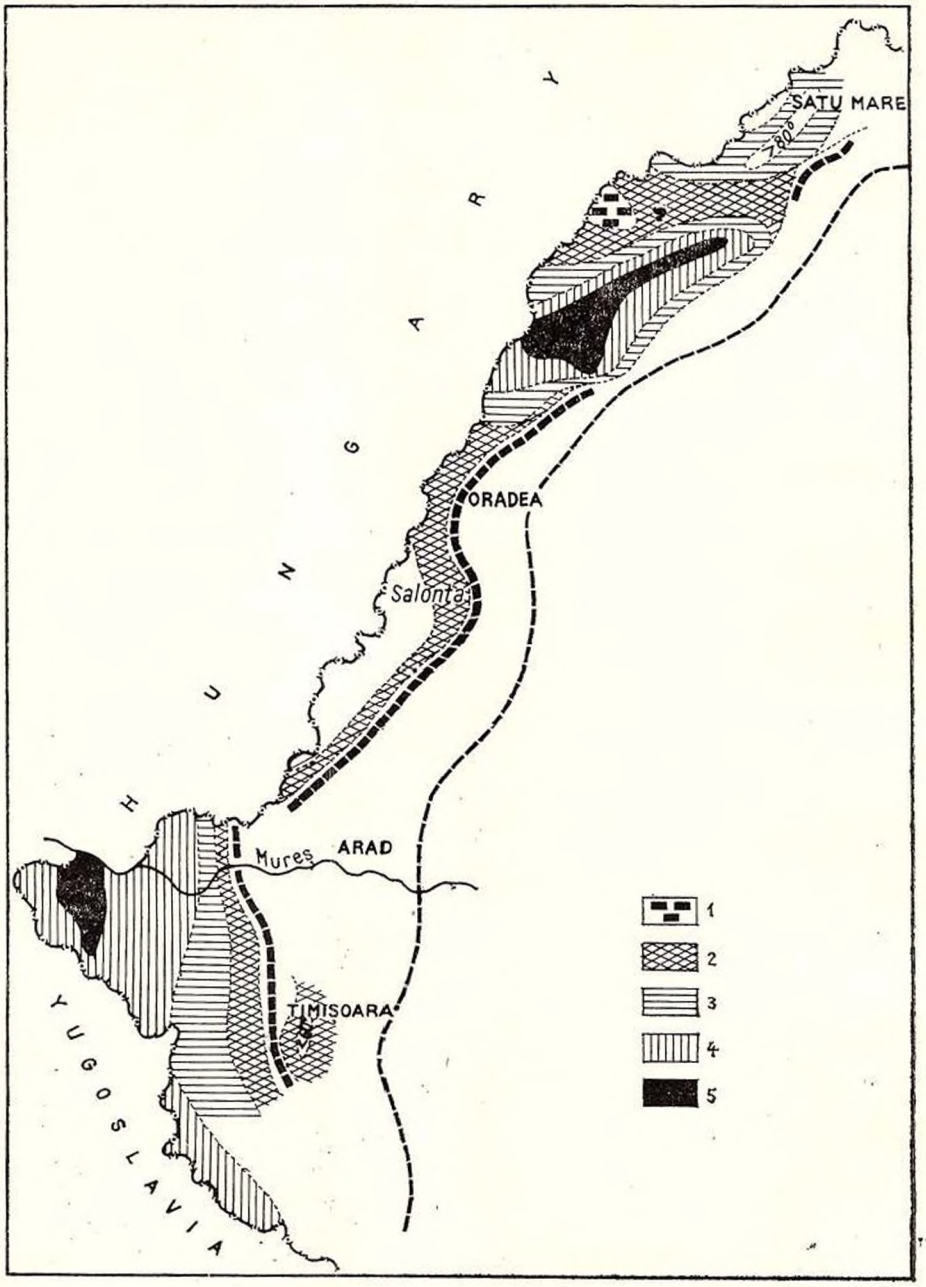



Fig. 5. — Hypothetical temperatures of the thermal aquiferous complex (Upper Pannonian).. 1, temperatures $< 50°$; 2, temperatures $= 50-60°$; 3, temperatures $= 60-80°$; 4, temperatures $= 80-100°$; 5, temperatures $> 100°$.

Institutul Geologic al României

South of the Crişul Repede River, there is the Socodor zone with temperatures of about 100°C and the Salonta zone with temperatures exceeding 60°C.

The hydrothermal drillings already carried out indicated that most of the Upper Pannonian aquiferous complex has artesian discharge (the piezometric level ranges between +2 and 87 m). The yield varies within wide limits, from some tens of cubic metres/day to 2,000—3,000 c.m/day, depending on the permeability and thickness of the aquiferous complex.

In the whole area of the thermal aquiferous complex, one can notice a decrease of the water temperature towards the easternmost part of the depression due to the cold water supply from the border as well as the higher position of the sand horizons in this part of the unit.

### 2. The Getic Depression

*Structural Elements.* From the geological and structural point of view, the Getic Depression corresponds to the depression area in front of the South Carpathians, defined as a unit at the end of the Cretaceous and as sedimentary basin during the whole Tertiary.

From the succession of the cycles of sedimentation occurring in the evolution of this unit, interesting for the formation of hydrogeothermal structures are the deposits in coarse facies belonging to the Senonian and Lower Eocene, the Burdigalian conglomerates, certain Badenian horizons with coarse facies especially towards the border zones of the Getic Depression, partly certain Sarmatian and Pliocene levels, where sediments with a lithology favourable to the accumulation of the thermal aquiferous complexes developed.

The sedimentary complex of the Getic Depression has been affected by rumpled and disjunctive movements. They result in several folded structures, aligned parallel to the South Carpathians. Each structural alignment consists of several interrupted anticlines and synclines or faulted fragments. The structural complications become more obvious with the increase of the depth and the age of the formations.

On the whole, the sedimentary formations sink from the north to the south, in the sense in which this unit formed and developed. As a result, the rumpled elements are constituted of more and more recent formations as we go to the exterior flank of the foredeep, and the folds trend generally southwards (M o t a ş et al., 1966) [7].

The degree of tectonic complexity of the structural elements which influence the thermal flow also results from the study of a profile in the eastern part of the depression on which the isogeotherms of 75—120°C have been plotted (Fig. 6).

*Geothermal Regime.* The estimation of the zones for thermal waters has been made almost exclusively on the basis of the temperature measurements carried out in the hydrocarbon wells. The distribution of the ob-

[7] Arch. M.M.P.G., Bucharest.



Institutul Geologic al României

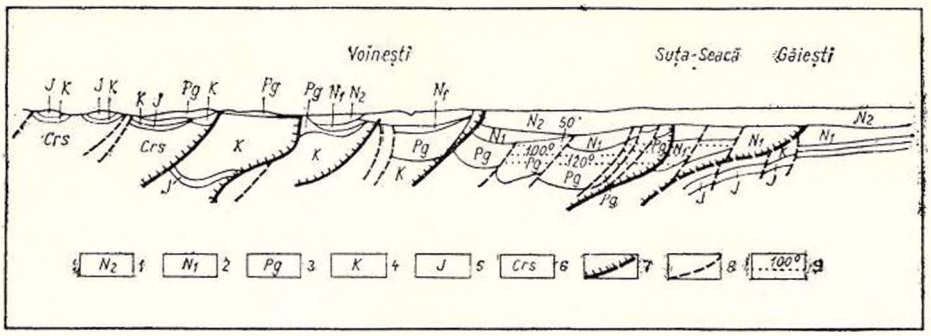



Fig. 6 — Geological cross-section through the Getic Depression.

1, Upper Neogene; 2, Lower Neogene; 3, Paleogene; 4, Cretaceous; 5, Jurassic; 6, crystalline; 7, overthrust; 8, fault; 9, isogeotherm.

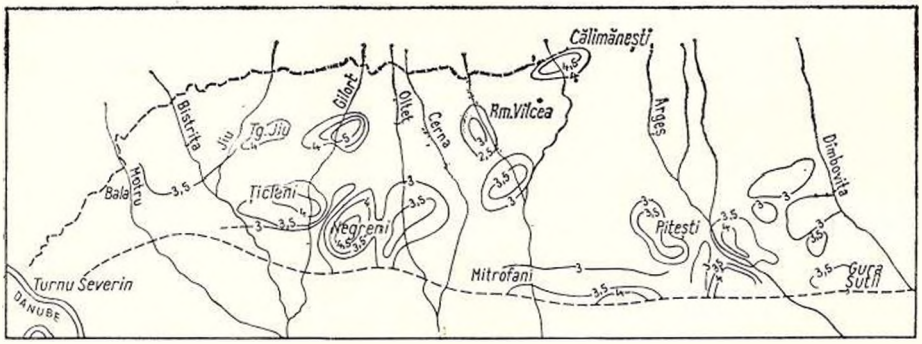



Fig. 7. — Geothermal gradients in the Getic Depression.

servation points was not uniform; however, the interpolation of the data in the areas with insufficient observations has been avoided at the drawing up of the map with the geothermal isogradients (°C/100 m) (Fig. 7).

The map emphasizes certain zones with slightly high values of the geothermal gradients generally varying from 3 to 4°C/100 m.

For the estimation of the possibilities concerning the existence of aquiferous complexes in the zone of the positive geothermal anomalies, the temperature data have been correlated with the geological structure of certain sectors where there are conditions favourable to the aquiferous accumulations. An example pointing to the method used for the estimation of this prospect is shown on Figure 6.

*Hydrogeological Features.* The existence of thermal waters in the Getic Depression was recognized owing to springs occurring in the Călimănești-Căciulata zone. Relying on these indications with a view to obtaining increased yields necessary to the development of the resort, drilling

Institutul Geologic al României

works with important results have been carried out recently. Thus, in the Căciulata-Călimănești zone thermal waters have been rendered evident at depths varying from 198 to 1,250 m, accumulated in the Senonian and Lower Eocene fissured conglomeratic packets. The waters are characterized by temperatures ranging between 25—53°C and mineralizations of 2.5—20 g/l (chloro-sodic and bromo-iodurate sulphurous waters) (G o l i ț ă, 1974) [8].

At Bala, the thermal waters occur in the Badenian psephitic deposits at depths varying from 30 to 160 m.

Thermal waters have also been pointed out in the drillings carried out in the Țicleni structure, at a depth of 2,020—2,800 m (Lower Miocene). The temperatures range between 85—92°C, with discharge capacities of 172—500 c.m/day.

As mentioned before, the analysis of the geothermal anomalies according to the hydrogeologic conditions specific to each structure of the Getic Depression leads to the conclusion that there are premises favourable to the existence of other hydrogeothermal structure, as well. From this point of view, they are interesting for possible prospecting works in the sectors located near by the main dislocations, where the Cretaceous, Paleogene and Miocene formations partly developed in psamopsephitic facies.

### 3. The Moesian Platform

*Structural Elements.* The Moesian Platform is delimited by the Pericarpathian Depression to the north, the Prebalkans to the south, and the North Dobrogean Orogen to the northeast. This unit is characterized by a basement made up of greenschists in the eastern part and crystalline schists in the western part, overlain by a sedimentary cover within which several cycles have been separated: Cambrian(?)-Carboniferous, Permian-Triassic, Jurassic-Cretaceous, Neozoic.

The works carried out recently by means of the prospecting geophysical methods and mostly controlled by the hydrocarbon research drills outline the structural elements of the Platform. Against the background of gradual sinking to the north of the Pre-Neozoic formations, one can notice regional archings indicating the existence of structural elements in the Mesozoic or older formations. A significant uplift lies in the easternmost part of the Platform and corresponds to the northeastern prolongation of Central Dobrogea. The other two are located in the western part and correspond to more ample anticline bulges.

The above-mentioned uplifts are separated by several depressions which render evident some morphostructural differences more obvious at the level of the first cycle of sedimentation.

The tectonic aspect of the Platform is complicated by a network of vertical fractures which affect especially the basement and the Paleozoic and the Mesozoic formations. In most cases the fractures delimit the

[8] Arch. I.G.P.S.M.S., Bucharest.

Institutul Geologic al României

compartments of systems of horsts and grabens wherein the thickness of the same sedimentary complex can be different.

*Geothermal Regime.* The geothermal regime characteristic of the Moesian Platform has been cleared up due to the temperature measurements accomplished mostly on the occasion of the hydrocarbon drilling works.

Their distribution points out the existence of a rich bulk of data in the central and northern part of the Platform, in the southernmost part (the Danube River zone) the measurements being sporadic.

The depths measured in the northern half (exceeding 2,000 m) also correspond to the areas where the proposed objectives referred to the Triassic, Jurassic and Cretaceous formations .In more southern and eastern zones, the researched levels are located at smaller depths (below 1,000 m) and correspond to the Sarmatian deposits.

Provided the ununiformity of the depths where the measurements were accomplished and the different geothermo-dynamic conditions during the recording of the temperature in the bore-holes, it has been drawn up a sketch-map representing the temperature distribution at a depth of 1,500 m, a level with a median position as compared to the depths where the geothermal data come from (Fig. 8). The position of the main geother-

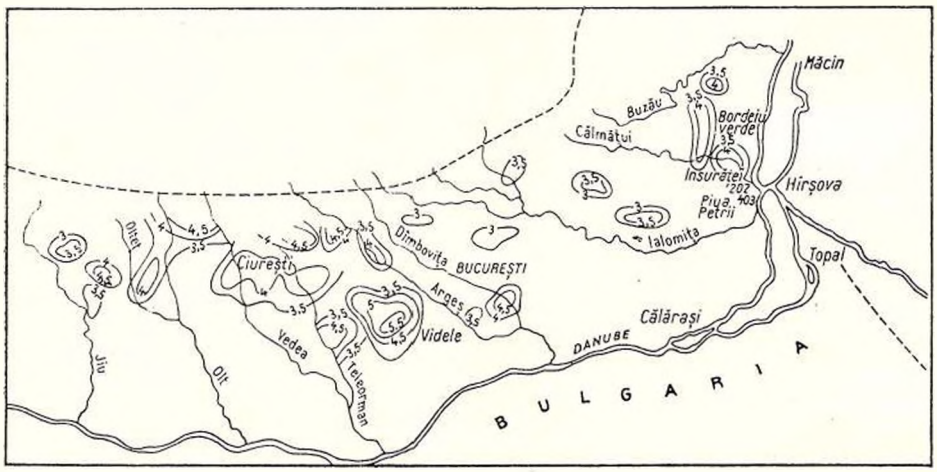



Fig. 8. — Geothermal gradients in the Moesian Platform.

mal anomalies indicate that they partly overlie the major tectonic lines generally trending W-E. This map renders evident several anomalies developed even along the tectonic alignment constituted by the Pericarpathian fault.

In the region west of the town of Bucharest, a significant geothermal anomaly corresponds to the Ciurești-Videle major fracture.

Institutul Geologic al României

East of Bucharest, although the available data do not indicate areas with extended geothermal anomalies, the sectors with high temperature outlined at Insurăței and Bordeiu Verde occur in continuity of the Ovidiu-Capidava major fracture.

The position of these geothermal anomalies shows that the transmission of the heat flow to the surface takes place along these deep fractures.

Up to now we have no geothermal data on the Precambrian basement in the Moesian Platform.

*Hydrogeological Features.* Thermomineral water occurrences in the Moesian Platform are known in some points. At Mitrofani, in the Dogger limestones and sandstones thermal waters with temperatures of 91°C and yields of 12 c.m/hour occur at a depth of about 4300 m.

At Piua Petrii the drillings came across waters with temperatures of 58°C in the Cretaceous limestones at depths of 280 and 302 m.

South of the Danube, thermomineral waters occur at Topalu and Hirșova from the Jurassic limestones outcropping in this area. In certain bore-holes the water temperatures reach 52°C.

In the south-easternmost part, in the Mangalia resort region, the drillings percolated Jurassic limestones with water accumulations with temperatures of 26°C. In the Sarmatian limestones at the upper part, a second mesothermal complex seems to develop (20—26°C) with sulphur-chloride-sodium waters with a $H_2S$ content of 1.5—9.7 mg/l (Fig. 9).

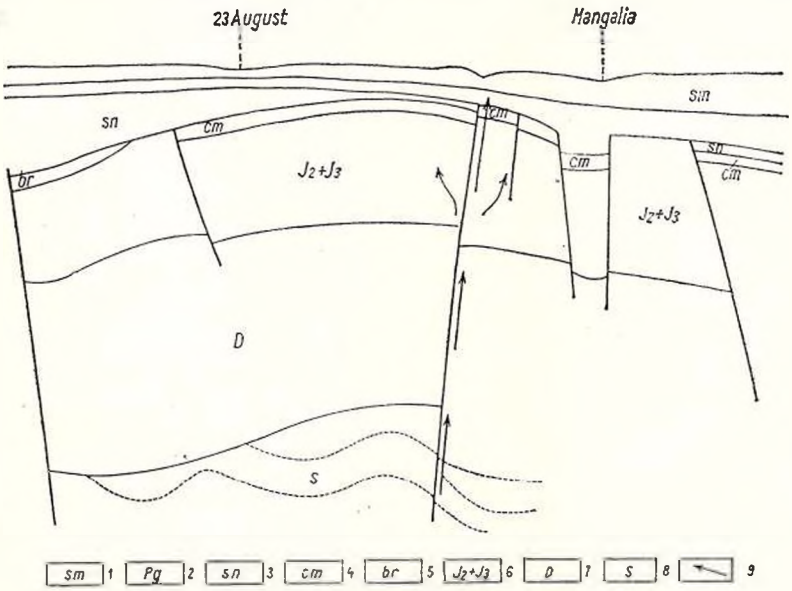



Fig. 9. — Schematic cross-section in the Mangalia area.

1, Sarmatian; 2, Oligocene; 3, Senonian; 4, Cenomanian; 5, Barremian; 6, Middle and Upper Jurassic; 7, Devonian; 8, Silurian; 9, thermal water paths.

Institutul Geologic al României

Taking into account the lithological constitution of the Paleozoic, Mesozoic and Neozoic formations in the whole Moesian Platform, the existence of thermal aquiferous complexes in the sectors with geothermal anomalies is very likely.

### 4. The East Carpathians

*Geothermal Regime.* The geothermal features of the East Carpathians are generally less known due to the small number of thermal sources of the measurements accomplished directly in wells. Among the structural units, in the Călimani-Gurghiu-Harghita neo-volcanic zone there are indications of a geothermal field with high values. The geothermal anomalies generally occur either along the western border or the eastern one, at the contact of the volcanic chain with the Transylvanian Depression.

Geological and geophysical researches in the zone of the neo-eruptive chain pointed out a system of deep-seated dislocations connected with the emplacement of the eruptive masses. The geothermal regime is influenced by this magmatic chamber which gave rise to the youngest volcanism in the Carpathians.

For the estimation of the geothermal conditions in the zone of the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, there were taken into account the thermal water occurrences, the data obtained from the hydrogeothermal drillings with a view to knowing the geological and hydrogeological conditions of the zone and the geothermic prospections at small depths carried out in certain sectors. Schematically, the information at our disposal is rendered in Figure 10. From the north to the south, there are indicated the temperatures measured in wells and thermal waters in the Lunca Bradului and Toplița zones, the gradients of about 8—10°/ /100 m in the Vlăhița wells ascertained by geothermometric geophysical prospections (V e l i c i u, 1975) [9], in the wel-known thermal waters at Tușnad Băi where recently both the core drills and the geothermometric measurements of small depths pointed out anomalies of 10—15°C/100 m.

The development of the Neogene volcanism, which have taken place during several stages in the East Carpathians is also proved by the magmatic products in the northern part of the Carpathians, in the Oaș-Gutîi Mountains zone. In this area there are some indications on the thermal regime as a result of the measurements carried out in dry rocks in mines or of the rare thermal water occurrences (Fig. 11).

In other structural units of the East Carpathians there are very few data on the thermal regime. In the Crystalline-Mesozoic zone in the southernmost part (Brașov and Codlea) there are indications referring to the existence of a relatively high geothermal field at the level of the Cretaceous conglomerates and the Triassic carbonatites.

[9] Arch. I.G.G., Bucharest.

Institutul Geologic al României

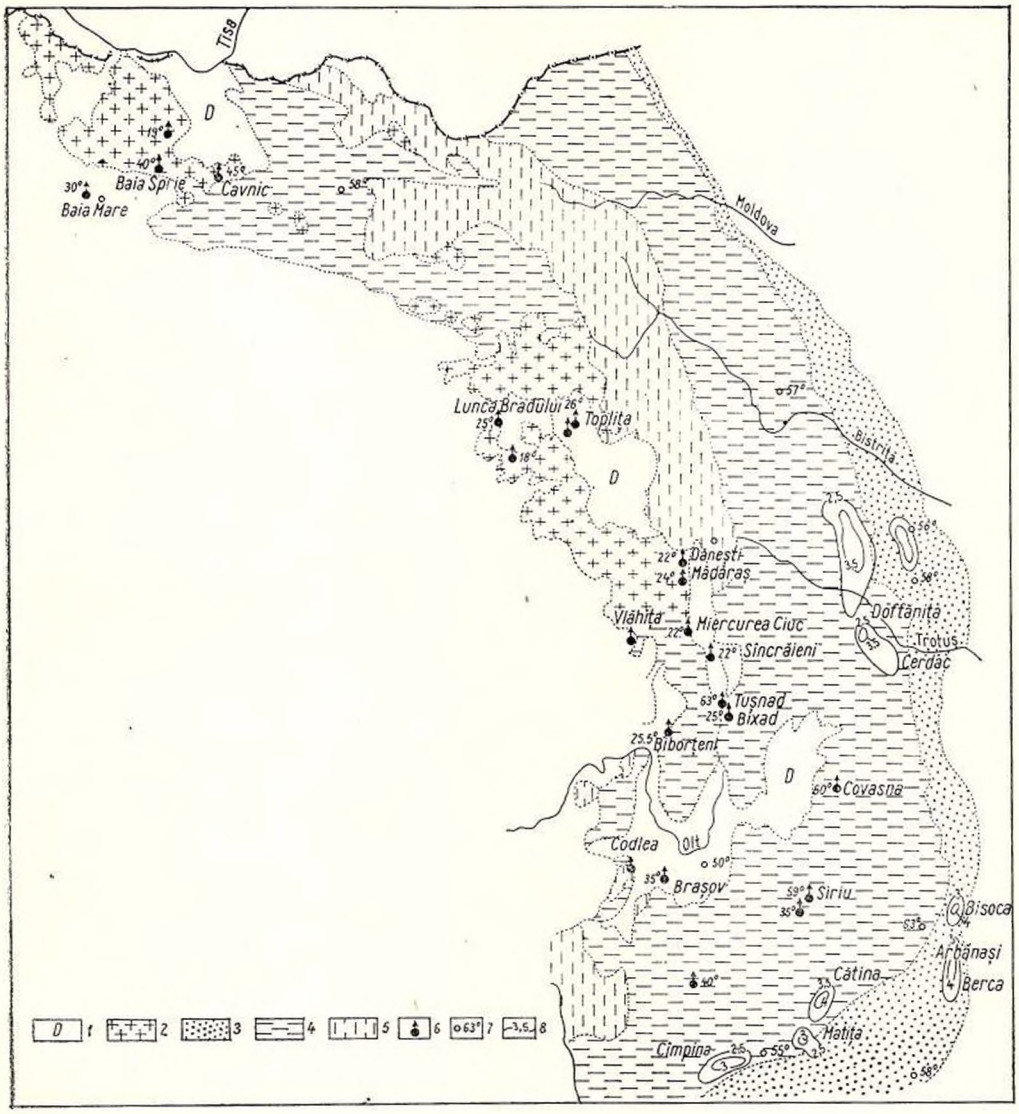



Fig. 10. — Distribution of hydrogeothermal resources in the East Carpathians.

1, depressions; 2, neovolcanic mountains; 3, Neogene zone; 4, Cretaceous-Paleogene flysch; 5, Crystalline-Mesozoic zone; 6, thermal water sources; 7, rock temperature at 2000 m deep; 8, geothermal isogradient.

Institutul Geologic al României

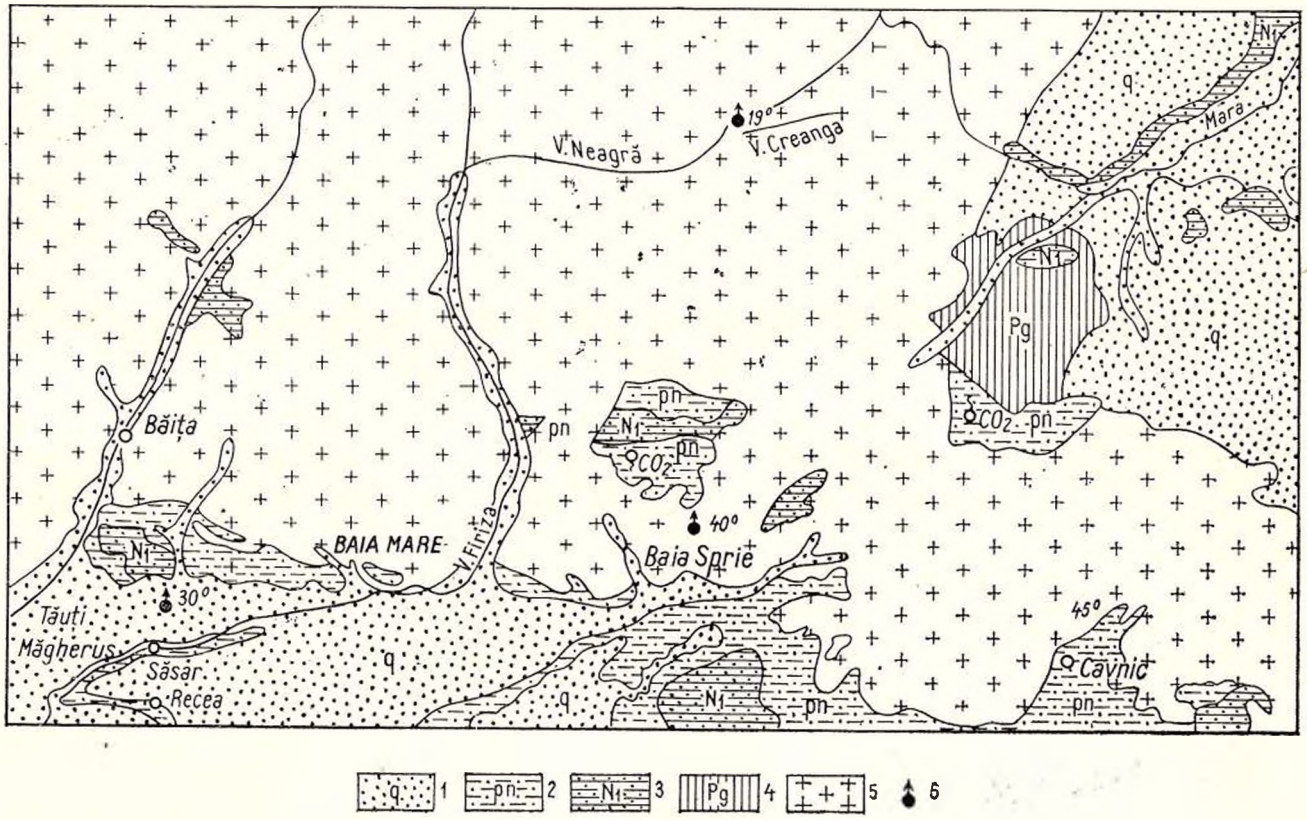



Fig. 11. — Sketch with geothermal locations in the Oaș-Gutii Mountains.

1, Quaternary; 2, Pannonian; 3, Lower Pannonian; 4, Paleogene; 5, andesites; 6, thermal water sources.

Institutul Geologic al României

In the zone of the Cretaceous and Paleogene flysch, there are small wells for hydrocarbons in which temperature measurements on rocks have been performed. Mention should be made of the fact that there are sectors where the values of the geothermal gradients exceed 3—3.5°C/100 m.

*Hydrogeological Features.* Hydrogeologically, the pyroclastic formations are permeable, porous rocks which favour the accumulation and

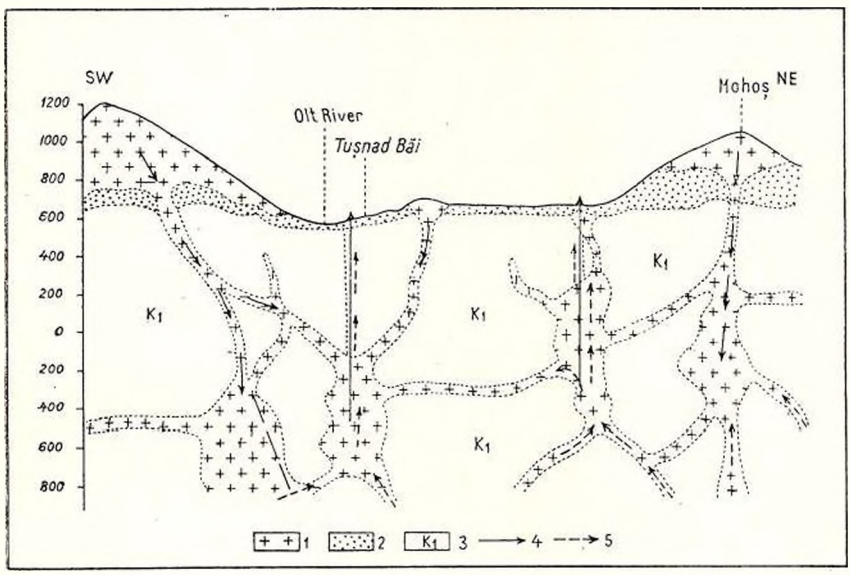



Fig. 12. — Hydrogeological situation of the Tușnad area.

1, andesites; 2, volcano-sedimentary sequence; 3, Lower Cretaceous; 4, descending water paths; 5, rising water paths.

circulation of underground waters. In the area of the Călimani-Gurghiu-Harghita eruptive chain, the volcano-sedimentary formations accumulate thermomineral waters rendered evident either by natural occurrences or by hydrogeological workings (G e a m ă nu, et al., 1975) [10].

Generally, waters occur along the dislocation zones near by the contact with the Intercarpathian basins as well as on certain cross faults.

Although there are structural-geological peculiarities specific to each zone, the general geological-tectonic background is similar to that in the zone of the well-known spa of Tușnad (Fig. 12). Here, the thermal water occurrences are connected with the presence of pyroclastites and andesitic lavas overlying the Cretaceous flysch. Initially known only in some springs with temperatures of 23—25°C, drillings carried out later

[10] Arch. I.G.P.S.M.S. Bucharest.

Institutul Geologic al României

on pointed out waters with temperatures of 63°C and artesian discharge capacities of about 4.2 l/sec.

The results obtained at Tușnad seem to prove the conclusion that the neo-volcanic zone of the East Carpathians represents a zone with real prospects of the use of the geothermal anomalies as sources of unconventional energy.

### 5. The South Carpathians

The South Carpathians are mostly constituted of crystalline schists with a nappe structure and preserved, in some basins, a less extended Paleozoic-Mesozoic cover connected with hydrogeothermal structures.

*Hydrogeological Features.* The manifestations of the hydrogeothermal activity are restricted to the southern segment; the best-known zone is situated in the Cerna Basin, in the Herculane spa zone. The recent geological and structural researches (Năstăseanu, 1974)[11] allow a good characterization on the Herculane structure. The tectonic style of the region is characterized by tight folds trending NNE-SSW. strongly affected by cross faults which determine the shifting of some compartments to W-E. In the Herculane zone, the most significant structural elements are represented by the Getic nappe, the Cerna graben, the Cerna anticline and syncline, all of them trending N-S.

The Cerna graben is delimited by two longitudinal faults. To the west of the western fault there is the Cerna anticline and syncline. In the axis of the Cerna anticline there is the Cerna granite; the eastern flank is faulted and fallen to the graben (Fig. 13). The Cerna anticline and syncline sink to the north-south along faults with most of the thermal water sources in this zone.

In the Jurassic limestones and in the Cerna granite, a deep-seated aquiferous complex, characterized by high temperatures, has been emphasized. The water temperature at Herculane varies from 17 to 65°C; the radioactivity points to maximum values of 21.46 m Ci/l, but it decreases to the south, reaching 3 m Ci/l. The chloro-sodic-calcic mineralization reaches 8.2 g/l in certain sources.

The origin of the thermomineral waters at Herculane has been discussed for a long time and explained either as infiltration waters or as juvenile waters (bromine and iodine ions frequently occur). The geothermal regime of the Herculane zone is characterized by the individualization of an anomaly with a geothermal gradient of 4.5°C/100 m. It has been considered that the fracture zones which extend in the granitic massif form preferential access ways of the heat flow from the upper part of the cover. It is about a differential spreading with high gradients in the areas of the cross fractures where the underground water also has a more intense ascensional circulation.

[11] Arch. I.G.G., Bucharest.

Institutul Geologic al României

Outside the Herculane zone, in the South Carpathians there are thermal water occurrences at Mehadia, in a Neogene basin with partly permeable formations. The drillings pointed out an aquiferous complex under pressure, with water temperatures of 31°C (S i m i o n, P o p a, 1971) [12].

Thermal waters also occur at Ciclova Montană (29.5°C), at Caraşova (19.5°C), the Miniş Valley (19.5°C) and at Călan (25—29°C).

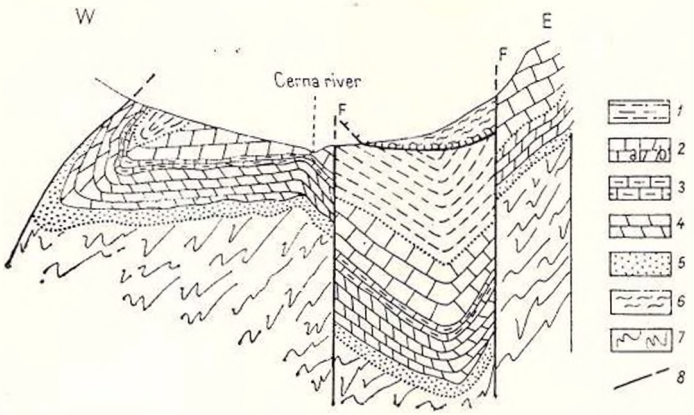



Fig. 15. — Geological cross-section at the Herculane Spa (after S. Năstăseanu).

1, Senonian; 2, Barremain-Aptian: a, limestones; b, marls and limestones; 3, Valanginian-Hauterivian (marls and limestones); 4, Upper Jurassic (limestones); 5, Middle and Lower Jurassic (sandstones); 6, crystalline (Getic nappe); 7, crystalline and granitic rocks; 8, fault.

### 6. The Apuseni Mountains

The Apuseni Mountains have a complex geological-structural constitution, being formed of several nappe units and an autochthon with a mostly Mesozoic cover. On the western side of the Apuseni Mountains there occur several gulfs which have generated Neogene basins where there are numerous thermal water occurrences.

*Hydrogeological Features.* Up to now we have very few available data on the geothermal sources and they coincide with structures revealed by the exploitations.

The best-known zone with thermal water occurrences is at Moneasa, in the southern zone of the Apuseni Mountains, in a nappe zone mostly consisting of Carboniferous, Permian, Triassic and Jurassic formations. The thermal waters spring from the Triassic calcareous formations near by the contact with the Permian impermeable rocks (the basic volcanogenous

[12] Arch. I.G.P.S.M.S., Bucharest.

Institutul Geologic al României

series, tufaceous sandstones, etc.) (Fig. 14) (Orăşeanu, Nicole Orăşeanu, 1974)[13].

The temperatures of the thermal waters in the Moneasa zone range between 15—32.5°C, with higher values near by the overthrust plane.

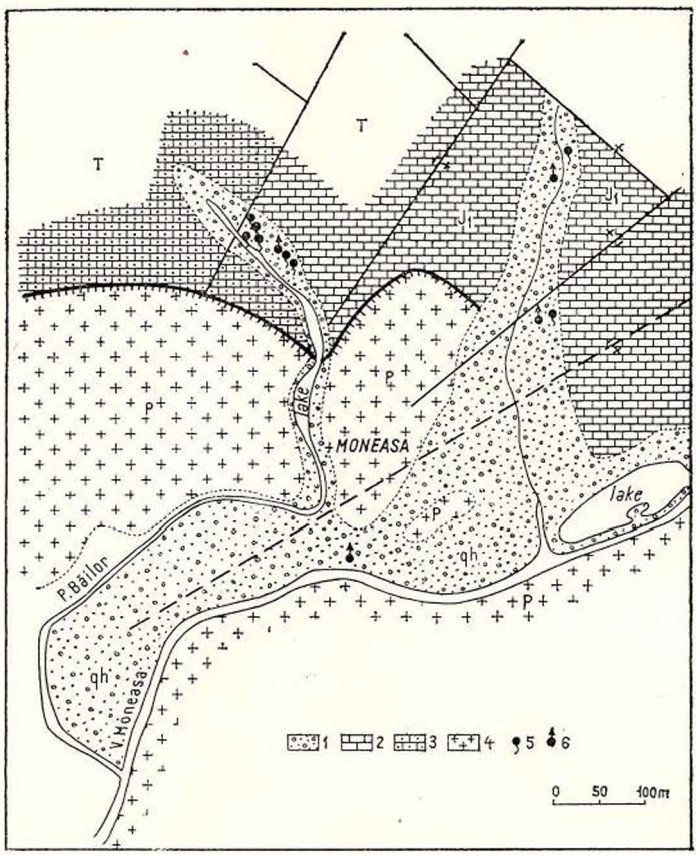



Fig. 14. — Geological sketch with the distribution of the hydrogeothermal resources of Moneasa.

1, Holocene; 2, Lower Jurassic; 3, Triassic; 4, Permian; 5, thermal spring; 6, thermal water bore-hole.

The total yield of the four main springs amounts to 19.9 l/sec. and of those uncatchmented in the central zone of the resort amounts to 43 l/sec.

Another hydrogeothermal structure is that in the Geoagiu zone, in the south-easternmost part of the Apuseni Mountains, in the Mureş Valley region.

[13] Arch. I.G.P.S.M.S., Bucharest.

Institutul Geologic al României

The drillings carried out in the Geoagiu zone stopped in crystalline limestones overlain by Upper Cretaceous marls and sandstones, with thicknesses of tens of metres range. The sequence ends with Quaternary travertines of about 10—15 m thick. At Geoagiu Băi it has been pointed out a system of faults affecting both the crystalline limestones and the

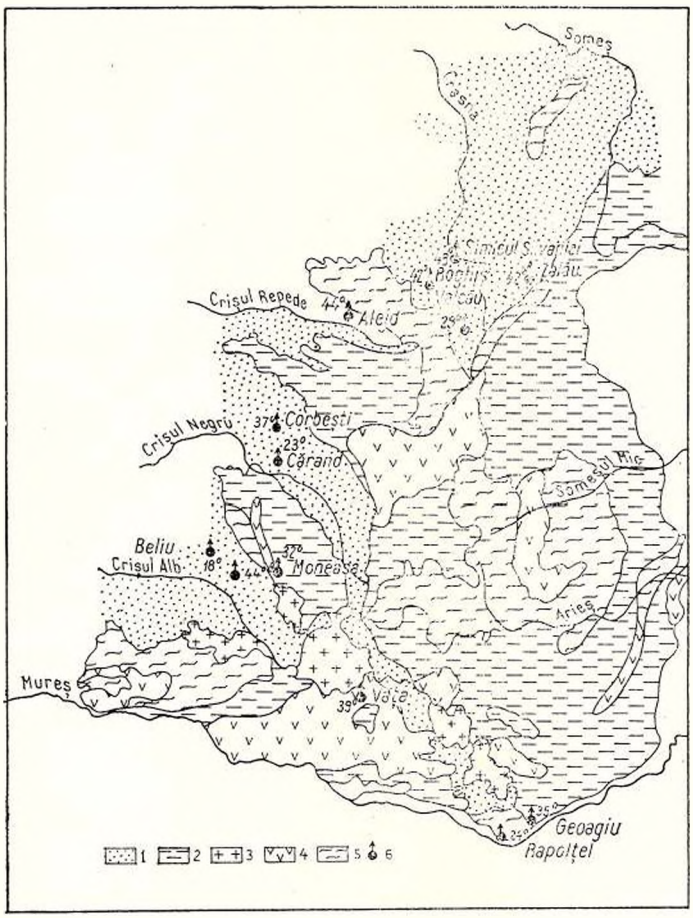



Fig. 15. — Sketch with the distribution of the hydrogeothermal resources in the Apuseni Mountains.

1, Neogene sediments; 2, Pre-Neogene sediments; 3, Neogene volcanic rocks; 4, Pre-Neogene magmatic rocks; 5, crystalline rocks; 6, thermal water sources.

Cretaceous deposits. On these faults, the waters occurring at surface have temperatures of 20°C whereas in bore-holes the temperature reaches 32°C (150 m deep).

Institutul Geologic al României

In the Geoagiu zone, the geophysical prospections (geothermy) also emphasized several local anomalies which attest the existence of zones with high geothermal gradients.

The hydrogeothermal deposit at Vaţa de Jos is located in the Crişul Alb Valley, in a region characterized by a complex of basaltic rocks with a high degree of fissuring and alteration. The drillings carried out at a depth of 110 m stopped in the basaltic complex.

The thermal waters which spring from depth along major fractures have temperatures varying from 38 to 39°C and discharge capacities of 4 l/sec.

In a restricted area, around the Vaţa resort, geothermal prospections by core drillings outlined two anomalies characterized by waters with temperaturse of 25—30°C (V e l i c i u, 1976).

In the Neogene basins on the western bor der of the Apuseni Mountains thermal waters occur at Răbăgani-Luncasprie-Corbeşti. At the contact of the Neogene detrital sediments with the Mesozoic calcareous formations (karstified Triassic and Cretaceous limestones) there occur waters with temperatures ranging between 19—37°C and yields of 15 l/sec.

In the Zarand basin, in the Beliu-Cărand-Buteni sector, thermal waters occur both from springs and from drillings. The most interesting results have been obtained in the Cărand bore-holes where at 450—1,000 m deep there are waters with temperatures reaching 44°C and discharge capacities of 3—80 l/sec.

In the Silvania basin, where the crystalline basement is overlain by Badenian and Pannonian formations, several drillings have been carried out with a view to prospecting hydrogeothermal structures. In the localities of Zalău, Boghiş, Şimleul Silvaniei the water temperature varies from 24 to 43°C and discharge capacities which sometimes reach 25 l/sec.

A sketch-map of the main thermal zones in this unit (Fig. 15) has been drawn up for the estimation of the prospects of the geothermal resources in the Apuseni Mountains.

### 7. The Transylvanian Depression

The Transylvanian Depression lies in the interior of the Carpathian Arc. It has a tectonic origin and a basement consisting of crystalline schists and sedimentary formations including the Lower Cretaceous and the filling sedimentary formations comprising the Upper Cretaceous, Paleogene, Miocene and Pliocene.

*Geothermal Regime.* For the estimation of the thermal field one used some of the temperature data recorded in the drillings carried out with a view to outlining the natural gas deposits. The values obtained for relative small depths corresponding to the proposed geological objectives (about 1,000 m) are, in general, higher than those recorded at greater depths (2,000 m). Considering also the small bulk of data, the value of the geothermal gradient calculated is rather informative; however, it

Institutul Geologic al României

points to the conditions of transmission of the heat flow at the level of the sedimentary cover in the Transylvanian Depression.

The regional sketch-map (Fig. 16) outlines the central part of the Depression, several data corresponding to the gas structures. The values of the geothermal gradients vary from 2 to 3°C/100 m. At the north-

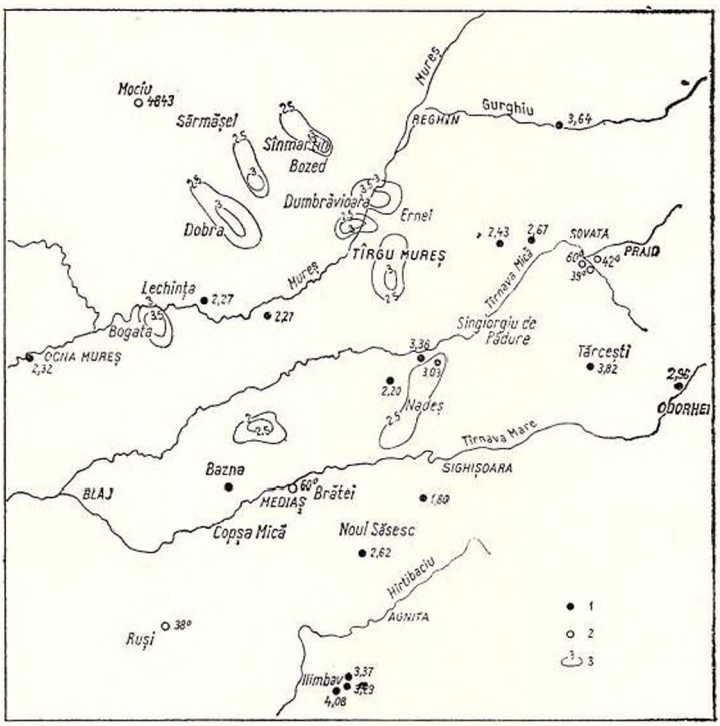



Fig. 16. — Distribution of temperatures in the Transylvanian Depression.

1, geothermal data bore-holes; 2, thermal water bore-holes; 3, geothermal isogradient.

eastern part of the Depression (Corunca-Ernei) one can notice higher values of the gradient: 3—3.95°C/100 m.

In conclusion, it has been considered that in the Transylvanian Depression there is a geothermal anomaly of a poor intensity situated at the base of the sedimentary cover. The molasse structure of the unit, slightly affected by phenomena of disjunctive tectonics is not favourable to natural conditions of intensive transmission of the heat flow in the upper part of the sedimentary massif, a phenomenon evidenced in the units with more frequent deep-seated fractures.

Institutul Geologic al României

*Hydrogeological Features.* The best known hydrothermal structure lies on the eastern border of the Depression, in the typical development zone of the salt diapir massif.

The drilling works which were aimed at the research of the salt massif of Praid came across, at the salt breccia level, thermal waters with an initial temperature of 60°C. During several years, the temperatures decreased to 42—45°C, a quite significant reduction of the discharge capacity of the aquiferous complex being also noticed.

Due to the very high degree of mineralization (122—231 g/l) as a result of the washing of the salt massif, the thermal waters are used for the balneary cure.

The mineralized (chloro-sodic) thermal waters occur at Brătei, at a depth of about 3,000 m. The water yields are of about 3 l/sec, and surface temperatures of 60°C. At Ruşi, the water temperature is 38°C and the discharge capacity is 10 l/sec. Finally, temperature measurements on rocks, carried out at Mociu, allowed the drawing up of the thermogram : 45.5°C at 500 m ; 75°C at 2,000 m ; 85°C at 3,500 m and 93.5°C at 4,000 m.

## III. Conclusions on the Present Stage and the Recovery Prospects of the Termal Waters

In Romania, the thermal waters are used for balneary purposes in some spas of a national and international importance : Băile Herculane, Felix, Căciulata, Geoagiu, Moneasa, Mangalia. Recently, more than twenty localities become local balneary or recreation centres : Vaţa, Tuşnad, 1 Mai, Topliţa, Vlăhiţa, Oradea, Timişoara, Arad, etc.

In the western part of Romania, the hydrogeothermal resources, having high temperatures and discharge capacities, are used in district heating of the town of Oradea. In recent times, a special concern is in connection with the utilization of the thermal waters at the flower and vegetable greenhouses. The utilization of thermal waters in industry (textile industry) is already an achievement.

In technics the researches for the obtaining of electric energy from the thermal waters with a low enthalpy are being carried out (80—100°C).

The systematic studies, used in the future for the geothermal characterization of certain geological units, are aimed at the recovery of the dry rock heat as a new source of energy necessary to the future development of industry.

## REFERENCES

Airinei Şt., Pricăjan A., Bandrabur T. (1976) Conceptual Pattern Concerning the Study of Geothermalism and the Thermalization Process of Underground Waters in Romania. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Série Géologie*, Bucharest.

Institutul Geologic al României

Ali-Mehmed E., Bandrabur T., Crăciun P., Ghenea C., Polonic P., Visarion M. (1978) Contributions to the Knowledge of Structures with Thermal Waters in the Eastern Part of the Pannonian Depression (Romania). Proceedings of the Budapest Conference IAH-IAHS. *Annal. Inst. Geol. Hung.*, LIX, 1—4, 431—448, Budapest.

Bandrabur T., Crăciun P., (1975) Considérations sur la commposition chimique et gazeuse des eaux thermales de la partie orientale de la Dépression Pannonique (Roumanie). Asoc. Internat. Sc. Hydrologiques, Symposium de Grenoble.

Boldijsar T. (1965) Terrestrial Heat and Geothermal Resources in Hungary. *Bull. Simp. Volc.*, 1965, New Zealand.

Crăciun P., Bandrabur T. (1976) Some Geothermal Aspects of the Deep-Seated Aquifer Systems in the Getic Depression. Internat. Congr. on Thermal waters. Geothermal Energy and volcanism on the Mediterranean Area. Athens.

Feru M. (1970) Apele termale din partea de vest a Dobrogei centrale și posibilitățile de valorificare a acestora. *Inst. geol. St. tehn. econ.*, E-9, 79—84. București.

Goliță Natalia, Goliță E. (1980) Condițiile hidrogeologice ale zăcământului de ape minerale din zona Călimănești-Cozia *St. tehn. econ.*, E-14, București.

Liteanu E., Vasilescu G., Opran C. (1965) Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale în Cîmpia de Vest a țării. *D.S. Inst. geol.*, LI/2, 82—102, București.

Negoiță V. (1970) Etude sur la distribution des températures en Roumanie. *Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Série Géophysique*, 14, Bucarest.

Opran C. (1974) Apele termale din România. *Șt. și tehn.*, 3, București.

Paraschiv D., Cristian A. (1976) Cu privire la regimul geotermic al unităților structurale pentru hidrocabruri din România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.*, 1, București.

Pascu M. (1965) Considerații asupra originii apelor termale din România. Congr. VII, Asoc. Carp.-Balc. Sofia.

Pricăjan A. (1972) Apele minerale și termale din România. Ed. tehn., București.

Rădulescu D., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian Al. (1976) Structure de la croute terrestre en Roumanie. *An. Inst. geol., geofiz.*, L, 5—36, București.

Slăvoacă D. (1971) Geneza apelor minerale de la Tușnad. *Inst. geol. St. tehn. econ.*, E-9, 95—102, București.

Slăvoacă D., Goliță N., Geamănu Veronica, Lupu P., Simion G. (1977) Considerații hidrogeologice asupra ivirilor naturale cu ape termale din România. *Inst. geol. geofiz. St. tehn. econ.*, E-13, București.

Vasilescu G., Nechiti G. (1968)Contribuții la cunoașterea geologică și hidrogeologică a zonei orașului Oradea. *Bul. Soc. șt. geol. R.S.R.* X, 291—308, București.

Vasilescu G., Nechiti G. (1970) Cercetări hidrogeologice în zona stațiunilor balneare Felix și 1 Mai. *Inst. geol. St. tehn. econ.*, E-8, 115—132, București.

Vasilescu G., Opran C. (1975) Remarques concernant les structures à eaux thermales en Roumanie. *Inst. geol. geofiz., St. tehn. econ.*, E-12, 155—161, București.

Veliciu S. (1971) Contribuții geotermice la cunoașterea hidrogeologică a zonelor Vața de Jos, Felix și 1 Mai, Herculane. Lucrările Simpozionului de ape minerale.

— (1975) Contribuții la cunoașterea termalismului din sudul Munților Apuseni și bazinul Streiului. *St. cerc. geol., geofiz.*, 14, 2, București.



Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

# ZONES, SOUS-ZONES ET ENSEMBLES CARACTÉRISTIQUES DE CALPIONELLIDAE TITHONIQUE-NÉOCOMIENNES[1]

PAR

GRIGORE POP[2]

*Calpionellidae. Tithonian. Valanginian. Microfauna zonation Microfauna assemblages Tethys. Biostratigraphic scheme.*

## Abstract

Tithonian-Valanginian Calpionellid Zones, Subzones and Characteristic Assemblages. In this paper, it is admitted that the Calpionellid standard zones of the western Mediterranean province have a global value (Tethys area) for the corresponding Upper Tithonian-Valanginian interval. The zone sare subdivided into subzones or intervals bearing some characteristic assemblages, as follows : Crassicollaria zone with Cr. intermedia and Cr. brevis assemblages, Calpionella zone including C. alpina, Remaniella and C. elliptica subzones, Calpionellopsis zone with Cs. simplex, Cs. oblonga and Lorenziella assemblages, Calpionellites zone with Ct.darderi and T. carpatica assemblages. The Tithonian/Berriasian boundary is situated near the limit between C. alpina and Remaniella subzones represented by the first occurrence of Remaniella.

Les résultats remarquables acquis en ce qui concerne la taxonomie et la répartition stratigraphique des Calpionellidae permettent actuellement une datation assez détaillée des formations tithonique-néocomiennes d'origine pélagique du domaine téthysien.

Grâce à cela, la valeur biochronologique de ce groupe de microorganismes planctoniques y est tout à fait particulière. En effet, les Calpionellidae peuvent faciliter la corrélation plausible de telles formations situées dans des régions très éloignées les unes des autres.

Définies d'abord dans l'aire de la Méditerranée occidentale par Allemann et al. (1971), les zones standard ont été reconnues ensuite

[1] Note reçue le 4 avril, 1980 et acceptée pour publication le 8 mai, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

dans les Carpathes occidentales (B o r z a , 1974), les Carpathes méridionales et au Cuba (P o p , 1974, 1976). D'ailleurs, la plupart des auteurs s'accordent pour admettre que cette zonation est très vraisemblablement applicable dans d'autres régions (Balkans, Moyen Orient, Caucase, Tibet, Mexique, Vénézuéla).

De plus, il existe des données qui permettent la séparation des sous-zones et des ensembles de Calpionellidae caractérisant des intervalles plus limités.

Dans cette note, l'auteur présente ses conclusions concernant les possibilités actuelles de subdivision et d'extension des zones standard à l'échelle globale à partir des données existentes.

## Principes utilisés

La subdivision des zones s'appuie sur plusieurs critères d'importance différente, mais liés notamment à l'évolution phylogénique des Calpionellidae :

— la première apparition des genres ou des espèces qui représente un événement irréversible ;

— la variation et la diversification des aspects morphologiques des espèces ;

— l'association d'une manière ou d'autre des espèces qui constituent en effet le contenu faunique des intervalles stratigraphiques ;

— la fréquence relative des espèces. Mais elle semble être plus facilement influencée d'une part par les facteurs écologiques et d'autre part par les conditions de conservation (diagénétiques). Malgré cela, certaines espèces montrent presque constamment leur prolifération dans le cadre d'un intervalle donné. Des variations de la fréquence des espèces sont connues même dans l'aire d'un seul bassin.

L'utilisation stratigraphique des Calpionellida doit tenir compte également qu'elles apparaissent dans les formations calcaires et marneuses pélagiques dont les sédiments se sont accumulés dans des bassins géosynclinaux (sillons) en dessus de la limite „CCD", principalement sur leurs pentes et hauts-fonds, et rarement dans des bassins assez larges, de profondeur modérée, situés sur les plates-formes (partie centrale de la plate-forme moesienne, par exemple).

La genèse des sédiments à Calpionellidae dans les sillons surtout est souvent contrôlée par des phénomènes de résédimentation et de glissements sous-marins qui peuvent donner des séquences plus ou moins développées montrant des lacunes stratigraphiques. D'autre part, les hauts-fonds (swells) comportent généralement des séquences condensées où l'extension verticale de certains intervalles peut être très limitée.

Des différences biogéographiques sont signalées. Elles s'expriment particulièrement par l'appauvrissement de certaines espèces — par exemple *Calpionella elliptica* dans l'aire vocontienne et au Cuba. Typiquement mésogéenes, les Calpionellidae peuvent montrer normalement des variations vers les limites du domaine.

Institutul Geologic al României

## Zones standard, sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae

A la suite des études approfondies portées sur la valeur stratigraphique des Calpionellidae dans différentes régions du domaine mésogéen, actuellement on peut admettre non seulement le fait que les zones standard (Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis, Calpionellites) sont valables, mais aussi qu'elles sont applicables à l'échelle globale.

En outre, dans la zone à *Calpionella*, on peut définir trois sous-zones (C. alpina, Remaniella, C. elliptica) (Fig. 1).

Dans les autres zones, il est possible de distinguer des intervalles différents, caractérisés par ensembles de Calpionellidae. Une telle subdivision ne comporte pas de limites nettement établies et par conséquent est moins précise que la sous-zonation. Les précisions ultérieures seront donc à remplacer éventuellement les ensembles par sous-zones.

La subdivision et l'extension à l'échelle globale des zones standard ont été possibles grâce aux études effectuées jusqu'à présent, particulièrement à celles à caractère systématique concernant la distribution stratigraphique des Calpionellidae et leur corrélation avec la faune d'ammonites (Doben, 1963; Boller, 1963; Remane, 1963, 1969, 1971, 1974; Colom, 1965; Catalano, 1965; Geel, 1966; Barthel et al., 1966; Le Hégarat et Remane, 1968; Borza 1969, 1974; Allemann, 1971; Allemann et al., 1971; Catalano et Ligouri, 1971; Farès et Lasnier, 1971; Kreisel et Furrazola-Bermudez, 1971; Le Hégarat, 1973; Furrazola-Bermudez et Kreisel, 1973; Pop, 1974a, 1976; Allemann et al., 1975; on et autres).

**Zone à Crassicollaria.** Le début de cette zone est marqué par la première apparition des *Crassicollaria*, *Tintinnopsella* et (ou) *Calpionella*. Elle s'étend jusqu'à la base de la zone suivante, correspondant ainsi au Tithonique supérieur (zone à *Transitorius*, SE de la France).

Des tentatives ont eu lieu pour subdiviser la zone (Remane, 1963; Pop, 1974a), mais les données existentes ne permettent pas encore leur généralisation à l'échelle globale. C'est pour cette raison qu'il est plus indiqué de séparer seulement deux ensembles, l'un inférieur à *Crassicollaria intermedia* et l'autre supérieur à *Crassicollaria brevis*. La limite entre les deux ensembles correspond à la diversification maximale du genre *Crassicollaria* et se situe un peu plus bas que le niveau médian de la zone.

*Ensemble à Crassicollaria intermedia* — espèce dominante dans la partie inférieure de la zone.

Association: *Crassicollaria massutiniana, Cr. parvula, Cr. brevis* (très rares à fréquentes), *Calpionella alpina* (très rare à rare) et de petites formes de *Tintinnopsella carpatica (T. remanei)* (très rare à rare).

*Ensemble à Crassicollaria brevis*, dans lequel cette espèce montre sa prolifération maximale sans atteindre toutefois la prédominance sur les autres espèces du genre *Crassicollaria* (sauf *Cr. colomi*).

Institutul Geologic al României

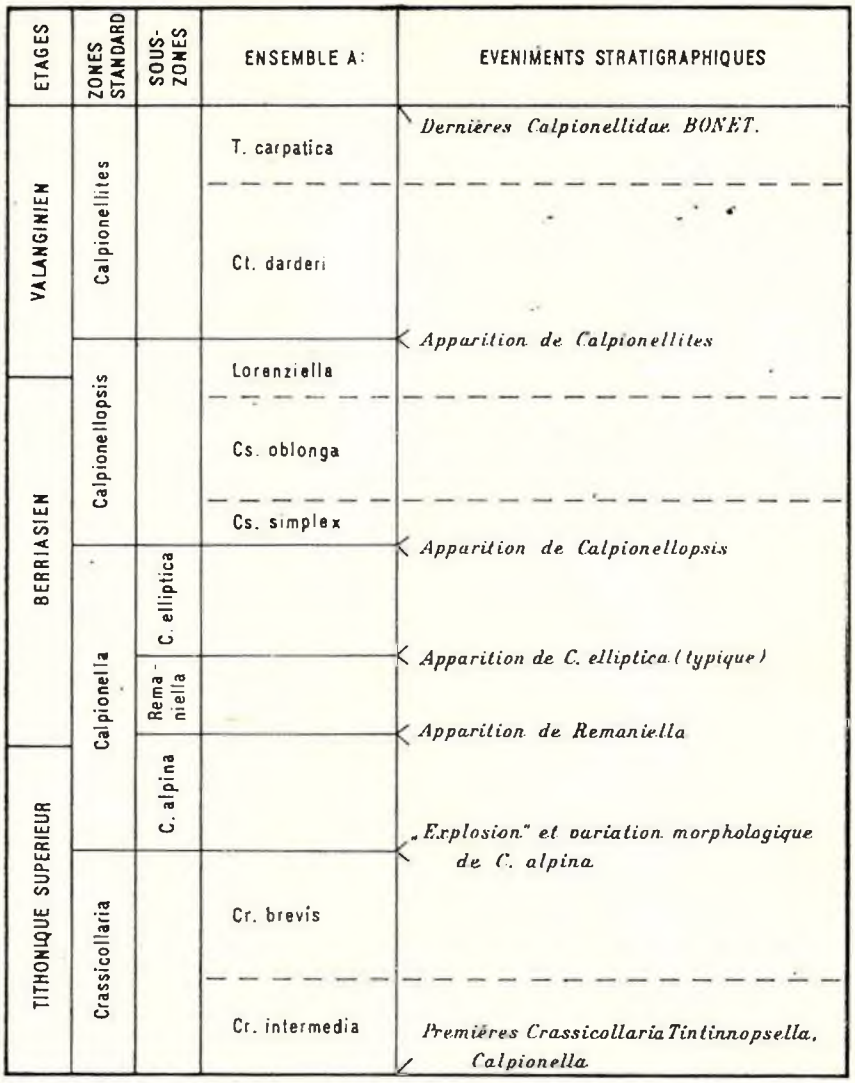



Fig 1 — Zones, sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae dans le domaine mésogéen.

Association : *Crassicollaria massutiniana* et *Cr. parvula* sont abondantes. *Calpionella alpina* est légèrement plus fréquente que dans l'intervalle précédent tandis que *Tintinnopsella carpatica* y persiste de la même façon. L'apparition de *Crassicollaria colomi* (rare à très rare) dans cet intervalle semble être intéressante, de sorte qu'elle pourrait fournir des renseignements stratigraphiques précieux.

Institutul Geologic al României

**Zone à Calpionella.** Cette zone est définie par „l'explosion" et la diversification morphologique de *Calpionella alpina*. Elle est rapportée au Tithonique supérieur (zone à *Jacobi*) et au Berriasien inférieur-moyen (zones à *Grandis-Occitanicus* ou à *Euxina-Privasensis*) dans le SE de la France et le Subbétique (Espagne) (Le Hégarat et Remane, 1968; Le Hégarat, 1973; Allemann et al., 1975).

Trois sous-zones y peuvent être séparées sans trop de difficulté, c'est-à-dire à *C. alpina*, à *Remaniella* et à *C. elliptica*.

*Sous-zone à Calpionella alpina*, délimitée par la limite inférieure de la zone et l'apparition de *Remaniella*. Elle représente ainsi le Tithonique terminal (zone à *Jacobi*) et éventuellement le Berriasien basal (zone à *Grandis*, pro parte).

Association: *Calpionella alpina* hétérogène (formes grandes et „moyennes") et nettement prévalente, *Crassicollaria parvula* (fréquente à abondante), *Cr. massutiniana* (fréquente à rare), *Cr. brevis* (rare à très rare), *Cr. intermedia* (rare à très rare), *Cr. colomi* (très rare) persistant seulement dans la partie basale et petites formes de *Tintinnopsella carpatica* (rare à très rare).

Il est à noter l'appauvrissement progressif, parfois brutal, de certaines espèces du genre *Crassicollaria* (*Cr. intermedia* et *Cr. brevis* surtout) dans le cadre de cette sous-zone.

*Sous-zone à Remaniella* marquée par l'apparition de ce genre et la limite de la sous-zone suivante. Elle correspond généralement au Berriasien inférieur.

Il s'agit en effet d'un événement phylogénique important montrant le début des Calpionellidae à col composé. De plus, il est situé probablement dans la zone à *Grandis* tout près de la limite classique Tithonique/Berriasien et, par conséquent, Jurassique/Crétacé. Bien que les représentants du genre *Remaniella* soient rares à ce niveau, ils ont été remarqués dans presque toutes les séquences systématiquement étudiées (Remane, 1963, 1969; Doben, 1963; Boller, 1963; Le Hégarat et Remane, 1968; Catalano et Ligouri, 1971; Borza, 1969; Pop, 1974a, 1976; Allemann et al., 1975; et autres).

Association: *Calpionella alpina* plus hétérogène et toujours abondante (formes grandes, „moyennes", petites, allongées) accompagnée de formes intermédiaires *C. alpina*/*C. elliptica* notamment dans la partie supérieure de la sous-zone, petites formes de *Crassicollaria parvula* souvent fréquente, très rares *Cr. massutiniana*, parfois *Cr. intermedia* et *Cr. brevis* (partie basale) et petites à moyennes *Tintinnopsella carpatica*, *Remaniella cadischiana*, *R. dadayi*, *R. ferasini* (rares à très rares).

*Sous-zone à Calpionella elliptica*, définie par l'apparition des formes typiques de cette espèce coïncidant souvent avec l'augmentation notable de sa fréquence et la limite supérieure de la zone. Elle correspond généralement au Berriasien moyen.

Dans certaines régions (SE de la France, Cuba), les coupes étudiées montrent que *Calpionella elliptica* est assez rare, de sorte que son apparition est difficile à préciser mais toutefois reconnaissable. Dans ce cas,

Institutul Geologic al României

on peut utiliser des critères supplémentaires. A ce niveau, *Tintinnopsella carpatica* est représentée par des formes „moyennes" fréquentes et peu après par de grands exemplaires, typiques. En même temps, il est à noter l'apparition des formes intermédiaires *T. carpatica/T. longa* et de *T. longa*. Le genre *Lorenziella* peut apparaître dans la partie supérieure de la sous-zone.

Association : *Calpionella elliptica* dont la fréquence est assez variable, petites formes sphériques, souvent abondantes de *C. alpina, Tintinnopsella carpatica* montrant une prolifération graduelle mais marquante, *T. longa* et formes de passage *T. carpatica/T. longa* (rares), *Remaniella cadischiana, R. dadayi* (rares), *Lorenziella plicata* (très rare), et petites formes de *Crassicollaria parvula* (très rare).

**Zone à Calpionellopsis.** Elle comporte des limites très facile à reconnaitre, respectivement les apparitions des genres *Calpionellopsis* et *Calpionellites*. Cette zone comprend le Berriasien supérieur et la partie basale du Valanginien.

Bien qu'elle soit très riche en espèce de Calpionellidae, sa sous-zonation demeure encore délicate. En conséquence, il est raisonnable de recourir à une datation plus relative fondée sur des ensembles de microfaune. C'est ainsi que l'on peut séparer trois intervalles successifs et inégaux correspondant généralement aux sous-zones de R e m a n e (1969).

*E n s e m b l e à C a l p i o n e l l o p s i s s i m p l e x* qui caractérise la partie inférieure de la zone.

Association : *Calpionellopsis simplex* (fréquent à abondant), formes intermédiaires *Cs. simplex/Cs. oblonga* (rares), *Tintinnopsella carpatica* (fréquente à abondante), *T. longa* (rare), *Remaniella cadischiana, R. dadayi* (rares), *Lorenziella plicata, L. hungarica* (très rares), petites formes de *Calpionella alpina* (rare), *Remaniella cadischiana, R. dadayi* (rares), *Lorenziella plicata, L. hungarica* (très rares), petites formes de *Calpionella alpina* (rare) et parfois très rares *C. elliptica* et *Crassicollaria parvula* dans la partie inférieure de l'intervalle où elles disparaissent.

*E n s e m b l e à C a l p i o n e l l o p s i s o b l o n g a* montrant un intervalle plus large marqué par l'apparition et la prolifération de cette espèce.

Association : on remarque l'abondance de *Calpionellopsis oblonga*, la diminution de la fréquence de *Cs. simplex* et l'apparition sporadique d'*Amphorellina subacuta*. Les autres espèces rencontrées dans l'intervalle précédent persistent de la même façon et ne semblent montrer aucun élément nouveau.

*E n s e m b l e à L o r e n z i e l l a* situé dans la partie superieure de la zone où ce genre devient plus fréquent. Le genre *Remaniella* (R. *dadayi* surtout) parait atteindre également son apogée (fréquent à abondent).

Association : *Lorenziella plicata* et *L. hungarica* (fréquentes), *Remaniella dadayi* et *R. cadischiana* (fréquentes à abondantes), *Tintinnopsella*

Institutul Geologic al României

*carpatica* toujours prédominante, *T. longa* (fréquente), *Calpionellopsis oblonga* (fréquente à rare), *Cs. simplex* (fréquent à rare, parfois absent). Dans cet intervalle, on remarque l'extinction de *Calpionella alpina.*

**Zone à Calpionellites.** La dernière zone est délimitée par l'apparition du genre *Calpionellites* et la disparition de la famille Calpionellidae B o n e t et correspond généralement au Valanginien (sauf sa partie basale).

Dans cette zone on peut distinguer deux ensembles fauniques, l'un inférieur plus large (parties inférieure et moyenne) à *Calpionellites darderi* et l'autre supérieur plus restreint à *Tintinnopsella carpatica.*

*E n s e m b l e à C a l p i o n e l l i t e s d a r d e r i* caractérisé par la présence de cette espéce.

Association : *Calpionellites darderi* dont la fréquence est extrêmement variable, *Ct. uncinatus, Ct. murgeanui, Ct. caravacaensis* (fréquents à très rares) et la plupart des espèces de l'ensemble précédent qui montrent une diminution graduelle mais importante de leur fréquence *(Tintinnopsella longa, Lorenziella plicata, L. hungarica, Remaniella dadayi, R. cadischiana, Amphorellina subacuta,* parfois *Calpionellopsis oblonga).* Seule *Tintinnopsella carpatica* persiste de façon fréquente. Lorsqu'il est présent, *Calpionellopsis simplex* est toujours très rare et ne dépasse guère la partie basale de l'intervalle.

*E n s e m b l e à T i n t i n n o p s e l l a c a r p a t i c a* caractérisé par l'appauvrissement notable des Calpionellidae et l'absence des *Calpionellites darderi,* de sorte que c'est souvent la seule espèce qui persiste. Son extinction marque en effet la disparition de la famille entière des Calpionellidae. Dans cet intervalle, *T. carpatica* est accompagnée quelquefois par *T. longa* et (ou) *Remaniella* (très rares).

La distribution stratigraphique des espéces de *Calpionellites* plus récemment établies (*Ct. murgeanui* P o p et *Ct. caravacaensis* A l l e m a n n) (P o p, 1974b; A l l e m a n n, T r e j o, 1975) reste à être précisée.

A l'issue de cette présentation synthétique, on peut formuler quelques remarques d'ordre général.

Si l'on tient compte de la nature planctonique des Calpionellidae, de leur répartition verticale semblable dans différentes régions mésogéennes et également de l'absence des espèces endémiques, il résulte la valeur globale de la zonation basée sur ce groupe de microorganismes. La tectonique globale constitue un critère supplémentaire qui montre que cette interprétation est d'autant plus valable. En conséquence, les Calpionellidae permettent actuellement la datation détaillée des formations calcaires pélagiques.

Le schéma biochronologique proposé représente un modèle ouvert, susceptible d'être amélioré. Dans ce but, l'évolution morphologique des Calpionellidae et la distribution des espèces plus rares sont à prendre en considération.

Enfin, la signification stratigraphique de certaines limites de la zonation reste encore à préciser.

Institutul Geologic al României

## BIBLIOGRAPHIE


Allemann F. (1970) Berriasian Calpionellids in Southern Spain. *Abs. II Plankt, Conf.*, 1970, Rome.

— Trejo M. (1975) Two New Species of Calpionellites from the Valanginian of Mexico and Spain. *Eclogae geol. Helv.*, 68/2, 457—460, Basle.

— Grün W., Wiedmann J. (1975) The Berriasian of Caravaca (Prof. of Murcia) in the Subbetic Zone of Spain and its Importance for Defining this Stage and the Jurassic-Cretaceous Boundary. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, (Lyon, Neuchâtel, 1973.) *Mém. B.R.G.M.*, 86, 3—11, Paris.

— Catalano R., Farès F., Remane J. (1971) Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. *Proc. II Plankt. Conf.*, Rome 1970, II, 1337—1340, Ediz. Tecnoscienza, Rome.

Barthel K. W., Cediel F., Geyer O. F., Remane J. (1966) Der subbetische Jura von Cehegin (Provinz. Murcia, Spanien). *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 6, 167—211, München.

Boller K. (1963) Stratigraphische und mikropaläontologische untersuchungen im Neocom der Klippendecke (ostlich der Rhone). *Eclogae geol. Helv.*, 56, 1, 15—102, Basel.

Bonet F. (1956) Zonificacion microfaunistica de las calizas cretacicas del Este de Mexico. *Bol. Assoc. Mexic. Geol. Petrol.*, VIII, 7—8, 389—488, XX Congr. Int., Mexico.

Borza K. (1969) Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide Klippenzone des Westkarpaten. *Slowak. Acad. Wissensch.*, 301, Bratislava.

— (1974) Die stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in des Westkarpaten. *Proc. X Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., Section I*, 31—34, Bratislava.

Catalano R. (1965) Calpionella di Calabianca (Castellammare, Sicilia). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, A, LXXII, 3—26, Pisa.

— Ligouri V. (1971) Facies a calpionelle della Sicilia occidentale. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma 1970, I, 167—210, Roma.

Colom G. (1965) Essais sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des Tintinnoïdiens fossiles. *Eclogae geol. Helv.*, 58, 1, 319—334, Bâle.

Doben K. (1963) Uber Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze. *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 3, 35—50, München.

Farès F. et Lasnier J. (1971) Les Tintinnoïdiens fossiles, leur position stratigraphique et leur répartition en Algérie du Nord. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma 1970, I, 539—554, Ediz. Tecnoscienza, Roma.

Furrazola-Bermudez G. et Kreisel K. (1973) Los Tintinidos fossiles en Cuba. *R. Tecnologica*, 1/73, 27—45, La Habana.

Kreisel K., Furrazola-Bermudez G. (1971) Notas preliminares sobre la distribucion de Tintinoids en Cuba. *Minist. Min. Comb. Met. Dept. Geol., Publ. Esp.*, 4, 24 p., La Habana.

Le Hégarat G. (1973) Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse, 576 p., Lyon.

— Remane J. (1968) Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios*, 1, 7—70, Lyon.

Pop Gr. (1974a) Les zones de Calpionellides tithonique-valanginiennes du sillon de Reşiţa (Carpates méridionales). *Rev. roum. géol., géophys., géogr. Geologie*, 18, 109—125, Bucarest.

— (1974b) Une nouvelle espèce néocomienne de calpionellides. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géologie*, 18, 105—107, Bucarest.


Institutul Geologic al României

— (1976) Tithonian-Valanginian Calpionellid Zones from Cuba. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII (1974—1975), 237—266, Bucureşti.

Remane J. (1963) Les Calpionelles dans les couches de passage jurassique-crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 39, 25—82, Grenoble.

— (1969) Les possibilités actuelles pour une utilisation des Calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata?). *Proc. I Plankt. Conf.*, Geneva 1967, II, 559—573, Leiden.

— (1971) Les Calpionelles, protozoaries planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. *Annal. Guébhard*, 47-e an., 1—25, Neuchâtel.

— (1974) Les Calpionelles. Cours de III-e cycle, Paléont. II, Univ. Genève, 58 p., Genève

Trejo M. (1975) Tintinidos mesozoicos de Mexico (Taxonomia y datos paleobiológicos). *Bol. Asoc. Mexic. Geol. Petrol.*, XXVIII, 10—12, 329—449, Mexico.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Projet 25: Stratigraphic Corelation of the Tethys-Paratethys

# CHATTIAN – BADENIAN BIOCHRONOLOGY IN ROMANIA BY MEANS OF MOLLUSCS[1]

BY

VICTOR MOISESCU, GHEORGHE POPESCU[2]

*Chattian-Badenian. Mollusca. Biochronology. Paratethys. Biozones. Stratigraphic distribution; Romania.*

## Sommaire

Biochronologie de l'intervalle Chattien-Badénien de Roumanie concernant les mollusques. Tenant compte de l'évolution des associations de mollusques dans la région roumaine de la Paratéthys Centrale on a séparé les biozones suivantes; Congeria basteroti/Micromenetus tamassensis, Costatoleda psammobiaeformis, Crassostrea gryphoides aginensis, Chlamys gigas, Parvamussium duodecimlamellatum Pecten hornensis, Pecten beudanti strictocostata, Neopycnodonte navicularis/Clio falauxi, Chlamys latissima nodosiformis, Amussium denudatum et Chlamys wolfi/Chlamys scissa wulkae. Chaque biozone est définie par ses limites — inférieure et supérieure — sous le rapport de la distribution stratigraphique des mollusques de Roumanie. Pour ce travail on a utilisé tous les résultats des études personnelles, ainsi que ceux des autres auteurs; ces résultats ont été corrélés avec les zones de plancton et de nannoplancton.

Several works and disscusions occasioned by various international congresses, particularly the 7th Congress on Mediterranean Neogene, have focused upon the Tertiary deposits in general and especially upon the Neogene ones.

A few biochronological zonations are known so far, based on nannoplankton, planktonic and benthonic foraminifera, nummulites, ostracods and other groups of fossil micro- and macroorganisms. As much as

[1] Paper received on February 13, 1980 and accepted for publication on February 18, 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.

Institutul Geologic al României

possible all groups of organisms (the molluscs included) are taken in the biozonation schemes that are correlated with the radiometric data and the paleomagnetic epochs.

As far as the molluscs are concerned, it was attempted to establish their biostratigraphic value (Demarcq, 1979 a-c; Catzigras, 1979; Feneix, 1979; Krach, 1979 a-c; Rusu, 1979 a-b; Stancu, 1979, etc).

Biozonation schemes (Báldi, 1975; Báldi & Senes, 1975; Demarcq, 1979 b) were worked out, especially based on pectinids. In the present paper we shall attempt to make a biozonation by means of molluscs, for the Chattian-Badenian interval in Romania, taking into account especially the pectinids and the ostreides. For the Chattian, considering the multitude of limnic, brackish-water and very rarely marine facies, very often passing gradually to one another, we shall take into account other forms of molluscs as well.

It is worth remembering that Báldi (1975) alone and in cooperation with Senes (1975) established for the above mentioned interval the following biozones : Chlamys picta, Chlamys decussata, Flabellipecten carryensis, Chlamys gigas, Chlamys herrmanseni, Flabellipecten passinii, Flabellipecten besseri and Chlamys elini.

Analysing all these biozonation schemes, the Chattian-Badenian mollusc assemblages from Romania, as well as their range in the Paratethys, we have established a sequence of biozones as shown in Table 1.

### 1. Congeria basteroti — Micromenetus tamassensis Zone

*Locus typicus* : Tămașa, valea Petrindului, north-east Transylvanian basin (Moisescu, 1972, 1975, 1978a, 1978b).

*Stratum typicum* : Dîncu-Tămașa beds.

*Occurrence* : Cluj-Napoca, Dealul Cetățuia ; Sînpaul, Valea Sînpaului ; Cornești, Valea Cornștilor ; Dîncu and Arghișu, Valea Almașului basin all of them in the north-west of Transylvania (Moisescu, 1972, 1975, 1978a, 1978b).

*Definition.* The base of the zone is marked by the appearance of the index species, *Congeria basteroti* Desh. in Lamarck and *Micromenetus tamassensis* Moisescu, as well as of the species : *Unio wolfi wolffi* Modell, *U. wolffi transsylvanicum* Moisescu, *U. modelli* Moisescu, *Vanderschaliea kolassii boeckhi* Modell, *Cerastoderma concameratum* Hölzl, *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa maxima* Hölzl, *P. (P.) convexa costulata* (Cossmann & Peyrot), *Lentidium sokolovi subtriangulum* Moisescu, *Theodoxus (Vittoclithon) arghissensis* Moisescu, *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (Klein), *B. (T.) escheri bicincta* Sandberger, *Pachychilus (Oxymelania) tenuistriatum* Moisescu, *P. (Pseudopotamis) transsylvanica* Moisescu, *Melanopsis (Lyrcaea) impressa hantkeni* Hofmann

The upper boundary is marked by the occurrence of the species *Costatoleda psammobiaeformis.*

Institutul Geologic al României

*Characteristics.* The biozone is placed at the upper part of the Rupelian and the lowermost part of the Chattian stage, corresponding to the nannoplankton zone NP24. In the Dîncu-Tămaşa beds only a reworked nannoplankton assemblage from the Cretaceous has been found so far.

We mention that from the Cetate beds underlain by the Dîncu-Tămaşa beds, Mészáros et al. (1975) identified the nannoplancton zone NP24. Both lithostratigraphic units belong to the same biostratigraphic unit, Congeria basteroti/Micromenetus tamassensis Zone.

*Remarks.* The biozone contains in its lower part (i.e. in the Dîncu-Tămaşa beds) a polytypical, mainly fresh-water assemblage with a reduced number of oligo-miohaline elements. Towards the upper part (in the sandstone formation of the Cetate beds) it has a brackish-water, mio-pliohaline aspect. In the zonal assemblage at this level the limnic species belonging to the genera *Unio*, *Vanderschaliea* and *Theodoxus* are missing; there are other species that belong to the two lithostratigraphic units and two subspecies — *Lenticorbula helmerseni transsylvanica* (Moisescu) and *Janschinella garetzkii tenuitesta* Moisescu occur only in the Cetate beds. It is obvious that most elements of the biozonal assemblage are endemic.

In the lower and middle part of the biozone in the Jibou-Ileanda area (i.e. in the Ileanda beds) a peculiar assemblage has been found, that has neither the two index taxa nor the most important species that accompany it, that is *Janschinella vinogrodskii* Merklin, *Cardium serogosicum* Noss. and *Cardium lipoldi* Rolle (Rusu, 1977); it is a mio-pliohaline, oligotypical assemblage.

In the upper part of this biozone (i.e. in the Var Sandstone) there are only a few brackish water mollusc species belonging to the genera *Polymesoda* and *Congeria*. Farther on, in the Ileanda-Poiana Blenchii area there is a local zonal assemblage, represented by the so called "Pycnodonte callifera level" (Rusu, 1977). It contains species of *Pycnodonte callifera* (Lamk.), *Callista splendida* (Mérian in Deshayes), *C. beyrichi* (Semp.), *Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi* (Nyst), *P. (C.) boehmi* (Hölzl), *Arctica islandica rotundata* (Agassiz), *Glossus substransversus* (d'Orb.), *Turritella venus* (d'Orb.) etc. and it forms a marine brachy-euhaline, oligotypical assemblage.

The Congeria basteroti-Micromenetus tamassensis Zone seems to be correlated to the Chlamys picta biozone in Báldi & Senes's zonation (1975). In our country *Chlamys picta* and the main mollusc species accompanying it do not occur at any biostratigraphic level. Under such circumstances we cannot make use of this zone, since it is difficult to establish its location.

### 2. Costatoleta psammobiaeformis Zone

*Locus tipicus*: Tihău, Valea Rea, south-east of the Jibou town, north-west Transylvania (Şuraru, 1969, 1970; Moisescu, 1978a).

Institutul Geologic al României

*Stratum tipicum*: Valea Almașului beds (the clayey-sandy horizon bearing coal, a stratigraphic equivalent of the upper Zimbor beds or of the Cubleșu beds [3].

*Occurrence*: Zimbor, Valea Almașului basin, north-west of Transylvania in the Cubleșu beds, described as faciostratotype of the Egerian (Șuraru, 1975); west of Poiana Blenchii, on Valea Runcului, north Transylvania, in the Buzaș beds, equally described as a faciostratotype of the Egerian stage (Rusu, 1975); Merișor (Hațeg basin), in the gritty-conglomeratic and clayey-sandy brick coloured deposits with lens of fresh-water limestones (Moisescu)[4]; Lonea, Petrila, Dîlja, Aninoasa, Vulcan-Paroșeni, Lupeni, Bărbăteni, Uricani, Hobiceni, Cîmpu lui Neag, all of them located in the Petroșani basin, in the horizon 2 (lower productive one) and horizon 3, described as a faciostratotype of the Egerian (Moisescu, 1975; Moisescu et al., 1979); Valea Muereasca, in the Getic depression in the lower marly horizon also described as a faciostratotype of the Egerian (Motaș & Moisescu, 1975).

*Definition*. The base of the zone is marked by the appearance of the index species — *Costatoleda psammobiaeformis* (Roth) — as well as of the species: *Cardium egerense Roth*, *C. edule greseri* Mayer in Wolff, *Lutraria sanna* Basterot, *L. latissima* Deshayes, *L. (Psammophila) oblonga soror* Mayer-Eymar, *Glossus burdigalensis* (Desh.), *Pelecyora (Cordiopsis) boehmi* (Hölzl), *Solenocurtus basteroti* Des Moulins, *S. antiquatus miocenicum* (Cossm. & Peyrot), *Turritella venus* d'Orb., *Euthriofusus burdigalensis* (Defr.), *Aporrhais callosus* Roth, *Athleta ficulina* (Lamarck).

The upper boundary is shown by the occurrence of the species *Crassostrea gryphoides aginensis*.

*Characteristics*. This zone is placed in the lower and middle parts of the Egerian and can be correlated with the N3/P22 zone (Globigerina ciperoensis ciperoensis) in Blow's zonation (1969); it corresponds to the nannoplankton zones NP24—NP25 and the base of the NN1 zone (Mészáros et al., 1975).

*Remarks*. The zonal assemblage has a marine brachy-euhaline character, with many stenohaline representatives belonging to the genera *Aporrhais*, *Cassidaria*, *Lutraria*, *Glossus*, *Panopea* etc. (Șuraru, 1970b). The assemblage is polytypical. In the type place the molluscs only appear as pelomorphosed casts restricted to a sandy clay facies.

In the Buzaș — Poiana Blenchii area the *Costatoleda psammobiae formis* zone contains a non-fossiliferous sequence that separates two fossiliferous levels (Turritella and Thracia level and Euthriofusus burdi-

[3] In the two biozones already mentioned there are still fossiliferous deposits with mollusc species of the zonal assemblage *C. psammobiaeformis*, i.e. the assemblage at the base of the Curăplac eds (= Lower Zimbor beds) in the surroundings of Singeorgiu de Mezes.

[4] Moisescu V. (MS) Contribution à la connaissance de la faune de mollusques oligocènes du calcaire d'eau douce de Merișor (Bassin de Hațeg) — in print.

Institutul Geologic al României

galensis one) with local extension (Rusu, 1969, 1972, 1977). They contain different species of the zonal assemblage, the index species appearing only at the upper level. The zonal assemblage is restricted to a shallow water sandy marine facies in the Buzaș beds (Șuraru, 1969). They are generally marine, brachy-euhaline, oligotypical assemblages.

The zonal assemblage in the Cluj-Zimbor region contains both miopliohaline species and brachyhaline ones. It is a polytypical assemblage with the prevailing species : *Gobraeus protractus* (Mayer-Eymar), *Congeria basteroti* Desh. in Lamk., *Polymesoda convexa* (Brongn.), *P. convexa brongniarti* (Basterot), *P. convexa* "allongée" (Cossm. & Peyr.), *Hydrobia andreaei* Boettger in Degrange-Touzin, *H. obtusa* Sandb., *M. (Lyrcaea) impressa hantkeni* Hofmann, *Pirenella plicata* (Bruguière) and *Tympanotonos margaritaceus* (Brocchi).

In the Merișor area (Hațeg basin) there occurs an assemblage of limnic gastropods that contains neither the index fossil nor the other species of molluscs of the Costatoleda psammobiaeformis zone : it is a very peculiar, atypical assemblage belonging to the Chattian (= Egerian partim). It is found in the fresh water limestones that appear as lens interbedded within the "lower gritty-conglomeratic and clayey sandy brick-coloured horizon". This is a fresh water, oligotypical assemblage and it is made up of : *Ferussina tricarinata* (Braun), *Coretus cornu cornu* (Brongniart), *C. cornu solidus* (Thomae), *C. crassus* (Serres), *Cepaea rugulosa* (Zieten) and *Pomatias antiquum* (Brongn.).

This assemblage is very different from the type assemblage of "psammobiaeformis" zone from the Transylvanian basin.

The two horizons from the Petroșani basin (= lower productive horizon and gritty horizon) contain a zonal assemblage of miobrachyhaline molluscs similar to the one of the Cubleșu beds (in north-west Transylvania). The zonal assemblage from this basin has many non-fossiliferous sequences due to the repeated marine ingressions produced at relatively short intervals and that brought about disturbances in the paleoecological environment and in the sedimentation.

Neither this assemblage nor the one from the Cubleșu beds, placed at the same stratigraphic level, contains the index species. In the "lower marly horizon" from the Valea Muereasca (Getic depression) there is another zonal assemblage without the index species (Motaș, 1959; Motaș & Moisescu, 1975). It is a marine brachy-euhaline polytypical assemblage with some reworked material ; it comprises faunal elements of the boreal bioprovince as well as southern (mediterranean) elements ; 50 percent of its species are also encountred in the holostratotype of the Egerian at Eger. The most representative species are : *Turritella venus* d'Orb., *T. venus margarethae* Gaál, *Aporrhais callosus* (Roth), *Ficopsis burdigalensis* (Sowerby), *Typhis (Lyrotyphis) cuniculosus* (Nyst), *Turricula (Surcula) anomala* (Bellardi), *Epalxis (Bathytoma) cataphracta* (Brocchi).

Institutul Geologic al României

The Costatoleda psammobiaeformis assemblage contains a relatively small number of Oligocene ante-Chattian species (i.e. *Crassostrea cyathula* (Lamk.), *P. convexa* (Brongn.), *Congeria* aff. *brardii* (Brongn.), *Callista spendida* (Mérian in Desh.), *Glossus subtransversus* (d'Orb.), *Arctica islandica rotundata* (Agassiz), *Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi* (Nyst), *Stenothyra pupa* (Nyst), *Stenothyrella lubricella* (Sandb.), *Ampullinopsis crassatina* (Lamk.)

The Costatoleda psammobiaeformis zone can be correlated with the Chlamys decussata zone from Hungary and Czechoslovakia. In Romania, *Chlamys decussata* (Münster) does not occur at that biostratigraphical level because of the mio-pliohaline facies. It appears in exchange in the Briozoan marl horizon, Priabonian in age from NW Transylvania at the level of the nannoplankton zone NP20—NP21 (Koch, 1894). Since *Chl. decussata* appears much lower, in the Priabonian, it has no longer value as index fossil according to the acception given by the two authors already mentioned.

### 3. Crassostrea gryphoides aginensis Zone

*Locus typicus* Sînmihaiu Almașului at Dealu Cotului, north-west of Transylvania (Șuraru, 1971; Moisescu, 1972, 1975, 1978 a—b; Rusu, 1972).

*Stratum typicum*: Dealu Cotului beds (= uppermost part of the Sînmihai beds), described by Șuraru (1975) as a faciostratotype of the Egerian stage.

*Other occurrences*: Sînmihaiu Almașului-Dealul Colibele, Baica-Valea Băicuței, Zutor, Sîncraiu Almașului-Valea Sîncraiului, Topa-Mihăiești, Siliștea Nouă-Dealul Țifra, Lozna-Valea Loznei, all of them in north-west Transylvania (see: Șuraru, 1971; Rusu, 1972, 1977); Sălătruc-Valea Sălătrucului, in the Petroșani basin (Răileanu, 1955; Voicu et al., 1976); Bahna and Balta Albă-Baia de Aramă region (Macovei, 1909; Marinescu&Marinescu, 1962); Rusești, Răchita, Crivadia (Hațeg basin).

*Definition.* The base of the biozone is marked by the appearance of the index species — *Crassostrea gryphoides aginensis* (Tournouër) — as well as of the species: *Crassostrea gryphoides crassissima* (Lamark), *C. gingensis* (Defr.) and *Ostrea edulis lamellosa* Brocchi.

The upper boundary is delimited by the appearance of the zonal assemblage *Chlamys gigas*.

*Characteristics.* This zone is placed in the base of the Aquitanian or the uppermost part of the Egerian and corresponds to the N4 zone (in Blow's Zonation, 1969) as well as to the lower part of the NN1 nannoplankton zone. It can also be correlated with the Miogypsina gunteri zone, corresponding to the parastratotype of the Aquitanian in the Carry-Le Rouet section, France.

*Remarks.* In the Transylvanian basin the zonal assemblage occurs as both a monotypical assemblage being restricted to the "gritty-coal

Institutul Geologic al României

horizon" of the Valea Almaşului beds, an equivalent of the Dealu Cotului beds in the Cluj-Sînmihaiu Almaşului region (see Şuraru, 1970b) and as a polytypical assemblage in the Dealu Cotului beds. When it appears as a polytypical assemblage, beside the above mentioned *Ostrea*, many species from the underlying biozone are added; it is a mio-pliohaline assemblage developed in an eulittoral-epineritic facies. In the Lozna region there occurs a marine brachy-euhaline oligotypical assemblage with the following species: *Callista lilacinoides* Schaffer, *Glosus subtransversus* (d'Orb.) and *Turritella venus* d'Orb., etc; it was described by Rusu (1972, 1977) from the "Callista lilacinoides level". This assemblage seems to be placed at the same stratigraphic level with the Crassostrea gryphoides aginensis Zone.

To the zonal assemblage from the Bahna basin, other marine brachy-euhaline species are added, such as: *Cardita (Cardiocardita) partschi* Goldf., *Linga columbella* (Lamk.), *Turritella tricarinata* Brocchi, *T. cathedralis* Brongn., *T. vermicularis* Brocchi, *T. turris* Bast., *T. erronea* Cossmann, *Natica millepunctata* Lamk., *N. catena helicina* (Brocchi), *Architectonica simpler* (Bronn), *Nassa haueri* (Micht.), *Dorsanum miocenicum* (Micht.), *Perrona jouanetti descendens* (Hilber), etc.

The Crassostrea gryphoides aginensis zone corresponds to the Flabellipecten carryensis zone in Báldi and Senes's zonation. Due to the same thing, i.e. the brackish water character of the deposits, *Fl. carryensis* does not appear in our country at this level or at any other one. Under these circumstances, since the characteristic zonal assemblage of the two authors' zonation is not present, we have proposed as index fossil the species *C. graphiodes aginensis*.

### 4. Chlamys gigas Zone

*Locus typicus*: Coruş, north-west Transylvania (Răileanu & Negulescu, 1964; Rusu, 1969; Moisescu, 1975, 1978 a–b; Culda & Moisescu, 1977).

*Stratum typicum*: Coruş beds.

*Other improtant occurrences*: Cluj-Napoca, in the places named Coasta cea Mare, Dealul Daiu, Hida, Baica, Tihău, Gîlgău Almaşului, Brîglez, Cristolţel etc. all of them in north-west Transylvania (Koch, 1900; Răileanu & Negulescu, 1964; Rusu, 1969, 1972, 1977; Moisescu, 1972, 1975, 1978 a–b); Sălătruc-Valea Sălătrucului, in Petroşani basin (Răileanu, 1955; Răileanu et al., 1960; Răileanu & Negulescu, 1964; Culda, 1972, 1975; Voicu et al., 1976); east of Zalău town in Brebi-Nirşid area (Rusu, 1967); Brădet-Valea Brădetului, in Brădet beds (Zotta, 1965); Borod basin in Valea Băiţii, Mişca and Cetea (Şuraru & Şuraru, 1973).

*Definition*. The base of this zone is delimited by the appearance of the index fossil *Chlamys (Macrochlamys) gigas* Schloth., as well as the species: *Anadara fichteli* (Desh.), *A. fichteli planata* Schaffer,

Institutul Geologic al României

*A. moltensis* Mayer, *Glycymeris fichteli* (Desh.), *G. pilosus deshayesi* Mayer, *Chlamys (Macrochlamys) solarium* (Lamk.), *C. (M.) holgeri* (Geinitz), *Chl. (Aequipecten) scabrella* (Lamk.), *Chl. multistriata* (Poli), *Pecten pseudobeudanti* Depéret&Roman, *P. pseudobeudanti rotundata* Schaffer, *Acanthocardia saucatsense* Mayer, *Rudicardium grande* (Hölzl), *Laevicardium kübecki* (Hauer), *Pholadomya alpina rectidorsata* Hörnes, *Natica epiglotina moldensis* Schaffer.

The upper limit is marked by the zonal assemblage Parvamussium duodecimlamellatum/Pecten hornensis.

*Characteristics.* The biozone is placed at the top of the N4 zone and at the lower part of the N5 zone, or in the upper half of the nannoplankton NN1 zone respectively. It corresponds to the Aquitanian (=Eggenburgian).

*Remarks.* The Chlamys gigas zone is the most typical one of the Aquitanian of our country and generally of the Central Paratethys.

The best represented zonal assemblages are found at Coruş (Transylvanian basin) and at Sălătruc (Petroşani basin). In these two areas there occur both the index species and the most representative species such as: *Anadara fichteli* (Desh.), *A. fichteli planata* Schaffer, *A. fichteli elongatior* (Sacco), *A. diluvii pertransversa* (Sacco), *Glycymeris fichteli* (Desh.), *G. pilosus deshayesi* Mayer, *Chlamys (Macrochlamys) solarium* (Lamk.), *Laevicardium kübecki* (Hauer) etc.

In the Sylvanian basin, there is a region where the zonal assemblage does not contain the index fossil but contain several important species as: *Pecten pseudobeudanti rotundata* Dep.&Rom., *Chl. (M.) solarium* (Lamk.), *Chl. (M.) holgeri* (Geinizt), *Acanthocardia saucatsense* (Mayer) (Rusu, 1967).

In the south-east of the Transylvanian basin, namely at Brădet (Perşani) there is a poor atypical zonal assemblage made up of *Chl. (Aequipecten) scabrella* (Lamk.), *Chl. multistriatus* (Poli), *Lucina* cf. *fragilis* (Phil.), *Loripes dentatus* (Defr.). Both the index fossil and the most representative species are missing, except for *Chlamys scabrella*. The zonal assemblage at Brădet is extremely peculiar for the zonal assemblage *Chlamys gigas*. It has the same marine euhaline character, but is oligotypical. The mollusc assemblage described by Totta (1965) is placed at the lower part of the Brădet formation (in the N4—N5 zones).

The Chlamys gigas zone assemblage from Coruş and Sălătruc and the one from Brădet are placed in different regions. Their synchronism is proved by the occurrence in all these areas of the benthonic foraminifera *Operculina complanata*, *Cribrononion dollfusi* and *Cribroelphidium onerosum*, species that point out the zones N4—N5 (Voicu et al., 1976).

Another atypical zonal assemblage, this time a brackish water mio-pliohaline one, with brachy-euhaline influences is encountered in the Borod basin. Apart from the species of *Nuculana notabilis* Mayer,

Institutul Geologic al României

*Anadara moltensis elongata* (Schaffer,) *Cubitostrea frondosa* De Serres, *Linga columbella* (Lamk.), *Turritella eryna* d'Orb., *T. eryna rotundata* Schaffer, *T. turris taurolaevis* Sacco, etc. there also appear brackish water species such as *Melanopsis (Lyrcaea) impressa monregalensis* Sacco, *Pirenella plicata moldensis* Schaffer, *P. plicata quinquenodosa* Schaffer, *P. plicata trinodosa* Schaffer, *P. plicata quinquenodosa* Schaffer, *P. plicata trinodosa* Schaffer, *Tympanotonos margaritaceus grateloupi* d'Orb., which were not encountered in the Chattian and Aquitanian assemblages so far. In the fauna from the Borod basin, according to the salinity degree, there are two types of assemblages : a marine brachy-euhaline one with species belonging to the genera *Anadara* and *Turritella* and a brackish water, mesopliohaline one with *Melanopsis*, *Pirenella* and *Tympanotonos* (Şuraru & Şuraru, 1973).

The Chlamys gigas zone is the only type-biozone that can be used in large correlations ; it constantly occurs in the upper half of the nannoplankton NN1 zone, both in the Middle and East Paratethys and in the Tethys. In the Rhon basin it is described as a subzone between the Flabellipecten carryensis and the Chlamys preascabriusculus zones (Demarcq, 1979b).

### 5. Parvamussium duodecimlamellatum — Pecten hornensis Zone

*Locus typicus* : Chechiș, Valea Chiriacului, north-west Transylvania.

*Stratum typicum* : Chechiș beds.

*Other important occurrences* : Brîglez — at Poieni, Gîlgău-valea Gîlgăuț, Bălan-Valea lui Pătru, Gălpîia-Valea Gălpîiei and Valea Sorților, Racîș-Valea Jernău, Baica-Valea Băicuța, Sînpetru-Valea Sînpetru, Hida-Valea Dragului, Șoimeni-Pîrîul lui Făncică and Pîrîul Spoielii (all of them in north-west Transylvania) ; Cornu-Valea lui Sărăcilă, Schiulești-Valea Mare and Valea Crasna (in the subcarpathian foredeep) (see Popa, 1960 ; Popovici, 1971).

*Definition.* The base of the zone is delimited by the appearance of the index species *Parvamussium duodecimlamellatum* (Bronn) and *Pecten hornensis* Depéret & Roman, as well as of the species : *Pecten fuchsi styriacus* Hilber, *Chlamys haueri* (Micht.), *Glycymeris cor dollfusi* (Cossm. & Peyr.), *Venus kaltenbachensis* Hölzl, *Macoma elliptica ottnangensis* (Hörnes) and *Oxystele amedei* (Brongn).

The upper boundary is given by the occurrence of the Pecten beudanti strictocostata zonal assemblage.

*Characteristics.* The biozone is placed in the Upper Aquitanian (= Middle and Upper Eggenburgian) and in the lowermost part of the Burdigalian and corresponds to the N5 and N6 zones. As far as the nannoplankton is concerned it is included in the uppermost part of the NN1 zone as well as in the NN2 zone.

Institutul Geologic al României

*Remarks.* It is a poorly preserved marine euhaline, polytypical assemblage. Most of the specimens are preserved as casts, often out of shape, pelomorphosed. One of the index fossil, namely *P. duodecimlamellatum*, by its many occurrences makes the range of the respective biozone more complete (Şuraru, 1968).

The rocks where the "duodecimlamellatum/hornensis" zone is encountered are generally clayey deposits, so the facies control is not excluded.

This zone was identified in the whole Transylvanian basin wherever the Chechiş beds occur and in the Carpathian foredeep in the Cornu beds and in their stratigraphic equivalents. The zonal assemblage from the Cornu beds does not contain *Chlamys gigas*, but has in exchange *Pecten hornensis* considered by Báldi&Senes (1975) an index fossil for their Pecten hornensis zone. So, the P. duodecimlamellatum — P. hornensis zone roughly corresponds to the P. hornensis zone in Hungary and Czechoslovakia. Both in the Transylvanian basin in the Petroşani basin and in other regions in our country, *Pecten hornensis* does not appear at the level of the Coruş beds or, respectively in the Middle Sălătruc beds. Also, this zone corresponds partially to the Chlamys praescabriusculus zone proposed by Demarcq (1979 b) in the Mediterranean

### 6. Pecten beudanti strictocostata Zone

*Locus typicus*: Hida, dealul Gras, noth-west Transylvania.

*Stratum typicum*: Hida beds.

*Other important occurrences*: Hida-Dealul Corda, Chechiş-Valea Lungă (Şuraru, 1958).

*Definition.* The base of the biozone is delimited by the appearance of the index species *Pecten beudanti strictocostata* Sacco, as well as of the species: *Pecten aduncus* Eichwald, *P. rollei* Hörnes, *Flabellipecten besseri* (Andrzejowsky), *Chlamys malvinae* (Dubois)-*Ostrea duvergieri* Cossmann, *O. granensis* Fontannes, *Aporrhais pes-pelecani alatus* (Eichwald), *Natica millepunctata fulguropunctata* Sacco, *Tubicauda partschi haudmuticus* Coss m.&Peyr,. *Ocinebrina sublavata grudensis* (Hörnes&Auinger), *Euthriofusus burdigalensis acutepernodosus* Sacco, *Genota ramosa elisae* (Hörnes& &Auinger).

The upper boundary is placed at the occurrence of the zonal assemblage Neopycnodonte navicularis and Clio falauxi.

*Characteristics.* The biozone is placed in the Burdigalian and corresponds to the upper part of the N6 zone, N7 zones and the lower part of the N8 zone. The nannoplankton belongs to the NN3 and the lowermost part of the NN4 zones.

*Remarks.* The assemblage is polytypical, marine euhaline with brakish water mio-pliohaline influences, given by the species: *Theodoxus (Vittoclithon) pictus* Férussac, *T. (Calvertia) grateloupianus* Férussac, *Tympanotonos margaritaceus nonndorfensis* Sacco, *Pty-*

Institutul Geologic al României

*chopotamides papaveraceum* (Bast.), *Potamides schauri* Hilber, *Pirenella plicata plicata* (Bruguière), *P. plicata papillata* Sandb., *P. moravica* Hörnes, *P. melanopsiformis* Auinger, *P. peneckei* (Hilber), *P. bijuga* Eichwald, *P. trijuga* Eichwald etc.

The Pecten beudanti strictocostata zonal assemblage contains some species and subspecies of molluscs that represent "mutations" of the Chattian and Aquitanian faunas. It contains many genera, species and subspecies that point out the fact that there is a continuous and intense changing in the Burdigalian fauna. The gradual and continuous deterioration of the marine facies during the Burdigalian led to the appearance of facies without organic remains both in Transylvania and in the Carpathian foredeep. Thus, the Upper. Burdigalian all over the country does not contain organic remains. The foraminifera, the nannoplankton, the macrofauna disappear; their regeneration took place at the base of the Langhian, during the Indo-Mediterranean fauna invasion. We have also assigned all this unfossiliferous interval to the Pecten beudanti strictocostata zone.

This zone is comparable with the Chlamys hermannseni biozone in Hungary and Czechoslovakia. Just like other already mentioned biozones, the index species of Báldi & Senes did not develop in the Miocene deposits of our country. The important species that characterize it cannot be easily identified, either. Under these circumstances, the *P. beudanti strictocostata* species proposed as index fossil is the best suited to define this zone in Romania.

### 7. Neopycnodonte navicularis — Clio falauxi Zone

*Locus typicus*: Copăceni-Pirîul Racilor, west Transylvania.

*Stratum typicum*: Copăceni-Tureni beds.

*Other important occurrences*: Tureni-Dealul Rugului (Lubenescu et al. 1978); Cluj-Popești area at Dealul Hoia, Dealul Rozelor (northwest Transylvania); Cîlnic, Poiana, Apold, Romoșel (south Transylvania); Delinești, Lăpugiu, Panc (Banat); Slivuț-Valea Slivuțului, Cinciș, Vîlcelele Bune (Lower Strei basin); Romanii de Sus-Valea Tulburea, Ilovăț, Schitu de Jos, Bîlbănești, Brezniţa (Getic depression); Cîmpina, Slănic, Pietraru-Buzău (Subcarpathian foredeep) etc. (Stancu, Popescu, 1976).

*Definition.* The base of the biozone is marked by the appearance of the index fossils *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi) and *Clio falauxi* (Kittle), as well as of the planktonic gastropods *(Heteropoda* and *Pteropoda)*: *Atlanta oanei* Stancu, *Carinaria andrea* Stancu, *C. rutschi* Robba, *Clio pedemontana* (Mayer), *Creseis olteanui* Stancu (Stancu, 1974, 1978, 1979). This moment coincides with the beginning of the Indo-Mediterranean faunal invasion characterized by the exuberant development of the plankton.

The upper boundary is given by the appearance of the Chlamys latissima nodosiformis zonal assemblage.

Institutul Geologic al României

*Characteristics.* The biozone is placed in the Lower Langhian and corresponds to the upper part of the N8 zone and the lower part of the N9 zone (in B l o w's zonation, 1969) or, at the top of the NN4 and lower NN5 zones (in M a r t i n i's zonation, 1971). Generally, this biozone corresponds to the lower part of the "Globigerina marls horizon" and to its stratigraphic equivalents.

*Remarks.* The zonal assemblage is made up of specimens belonging to the species *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i) and planktonic gastropods that are encountered together with a poor bivalve fauna belonging to the genera *Nuculana*, *Propeamussium*, *Ostreinella* and *Nelio* (S t a n c u, 1974). It is a typical marine, euhaline, warm water asemblage. This stratigraphic interval was also described by L u b e n e s c u et al. (1978) under the name of "Neopycnodonte navicularis biozone".

This zone seems to be correlable with the so called "Karpatian" stage which, due to the nannoplankton content corresponds also to NN4 (upper part) and NN5 (lower part) zones (see: S t e i n i n g e r et al., 1976). The presence of the *Chl. latissima nodosiformis* in the Karpathian stage (B á l d i & S e n e s, 1975) is also to be mentioned.

### 8. Chlamys latissima nodosiformis Zone

*Locus typicus*: Bahna, Bahna basin.

*Stratum typicum*: Curchia limestone complex (marly-limestones bearing Rhodophytae, an equivalent of the Lagenidae zone).

*Other important occurrences*: Cinciș, Slivuț, Vîlcelele Bune (Hațeg basin); Popești, Iadăra, Benesat, Buciumi (north-west Transylvania); Lăpugiu, Holdea, Coștei, Panc (Banat), in the Șimleu basin (P a u c ă, 1964; N i c o r i c i, 1972, 1978; C l i c h i c i, 1973; Caransebeș basin (F l o r e i, 1967; S t a n c u & A n d r e e s c u, 1968; L u b e n e s c u & & P a v n o t e s c u, 1970; P o p, 1972); Bahna basin (M a c o v e i, 1909; M a r i n e s c u & M a r i n e s c u, 1962).

*Definition.* The base of the biozone is delimited by the appearance of the index taxon, *Chlamys latissima nodosiformis* (D e S e r r e s), as well as of the species: *Flabellipecten leythajanus* (P a r t s h in H ö r n e s), *Chlamys elegans* (A n d r z e j o w s k y), *Chl. seniensis lomnicki* (H i l b e r), *Chl. spinulosa* (G o l d f u s s), *Chl. tournali* (D e S e r r e s), *Chl. scissa* (F a v r e), *Chl. angeloni* (M e n n e g h i n i), *Chl. angeloni trigonocosta* (H i l b e r), *Chl. lilli* (P u c h.)

The upper boundary is placed at the appearance of the zonal assemblage Amussium denudatum.

*Characteristics.* The biozone is placed in the Langhian (but not basal) corresponding to the upper part of the N9 zone (= Candorbulina universa — Globorotalia (T.) bykovae Zone). It is also placed at the upper part of the nannoplankton zone NN5.

*Remarks.* With its many occurrences the index species characterises the range of the zonal assemblage in the Middle Langhian of our country.

Institutul Geologic al României

The zonal assemblage has a marine euhaline, polytypical character. Apart from pectinids, there appear many species of molluscs, echinids, briozoans, corals, algae, foraminifera etc.

It is worth mentioning that in the Chlamys latissima nodosiformis zone there are some species of *Chlamys* (e.g. *Chlamys scissa* and *Chl. lilli*) with a much larger geographical area, going beyond not only of the boundary of our country but also of the Paratethys limits. Such species have been met in Mesopotamia, being a new argument for the thesis of the invasion of Indo-Mediterranean origin, identified at the base of the Langhian.

### 9. Amussium denudatum Zone

*Locus typicus*: Teliucul Superior (quarry), Lower Strei basin.

*Stratum typicum*: The complex of the siltic strata with interbedded gypsum (at the level of the "evaporitic horizon" and of the deposits immediately underlying them).

*Other important occurrences*: Apold, south Transylvania (Gheorghian, 1975); Bozioru-Buzău district, in the Subcarpathian foredeep (Saulea, 1956).

*Definition.* The base of the biozone is marked by the occurrence of the species *Amussium denudatum* (Reuss). as well as of the species *Chlamys diaphana* (Dubois), *Chl. scabridus* (Eichwald), *Cleodora spina* Reuss, *Spiratella valvatina* (Reuss).

The upper boundary is given by the occurrence of the Chlamys wolfi — Chlamys scissa wulkae zonal assemblage.

*Characteristics.* The biozone is placed at the top of the Langhian, corresponding to the so called "Wielician". It belongs to the N10 zone as well as to the top of the NN5 zone. In the Central Paratethys, at the level of this zone, the Pseudotriplasia biozone (= Wieliczka type assemblage) has been separated.

*Remarks.* The index species was described by Reuss (1867) from the Wielician stratotype of Wieliczka (Poland). It is encountered there with species of pectinids such as: *Chlamys scabridus* (Eichw.) and *Chl. eichwaldi* Reuss, as well as with many other species of molluscs. It is worth mentioning that the Wieliczka zonal assemblage is always accompanied by the solitary coral species *Coenocyathus crassus* Zejner[5] that aslo appeared in Romania at Teliuc.

### 10. Chlamys wolfi — Chlamys scissa wulkae Zone

*Locus typicus*: Buituri — Hunedoara district in the Lower Strei basin.

*Stratum typicum*: Sandy clays and clayey sands complex at the upper part of the "Spirialis marls horizon".

[5] Reuss (1867) described this coral as *Caryophyllia salinaria*. This species was transferred to *Coenocyathus crassus* Zejsner by Lukowska (1967).

Institutul Geologic al României

*Other important occurrences*: Minișul de Sus-Zarand basin (Nicorici&Sagatovici, 1973; Nicorici, 1977; Beiuș basin (Paucă, 1936; Istocescu et al., 1965; Rado, 1971; Nicorici, 1977); Mehadia basin (Iliescu et al., 1968); west Getic basin (Marinescu et al., 1962); Gîrbova de Sus-Alba district; Seimenii Mari-south Dobrogea; Miorcani-north Moldavia (Bica Ionesi in Nicorici, 1977).

*Definition.* The biozone is marked by the appearance of the two index species — *Chlamys wolfi* (Hilber) and *Chlamys scissa wulkae* Hilber, as well as of the species: *Chlamys scissa kneri* (Hilber), Chl. *scissa richthofeni* (Hilber), *Chl. lilli depereti* Friedberg, *Chl. lilli biradiata* (Quitzow), *Chl. neumayri* (Hilber) and *Chl. varnensis* Toula.

The upper boundary is placed at the occurrence of the brackish water mio-brachyhaline faunas of the Lower Volhynian.

*Characteristics.* The biozone is placed in the N11—N12 zones, or NN6 zone and corresponds to the Kossovian (= Lower Serravalian).

*Remarks.* Besides the above mentioned species of pectinids there are others that have appeared in the underlying zones as well as many species belonging to various genera of molluscs.

The species of Pteropods: *Spiratella hospes* (Rolle), *S. konkensis* (Zhizh.) and *S. nucleatus* (Zhizh.) appear exclusively in this biozone (Stancu, 1974, 1979).

We also mention the species *Venus konkensis* Sokolov, the most characteristic element of the Konkian stage (East Paratethys). This species appears in Romania at Crivineni and Valea Muncel (Subcarpathian foredeep, Buzău district) described here by Popa-Dimian (1962) in "Spirialis marls horizon", in the upper part of the Chlamys wolfi-Chlamys scissa wulkae zone.

The species *Chl. wolfi* and *Chl. scissa wulkae* characteristic of the biozone with the same name, were also encountered in Mesopotamia, in the Euphrat Valley, in the surroundings of the Jebkha Lake (Nicorici, 1977) pointing out that the connections with the Indo-Pacific area (in Kossovian) were preserved while the openings to the Mediterranean area were closed (Dumitrică et al., 1975).

The four zones identified in the Badenian stage (Langhian and Kossovian) correspond in Hungary and Czechoslovakia to the biozones *Flabellipecten passinii*, *Fl. besseri* and *Chlamys elini*. We must poin out that *Chl. besseri* appears in Romania as early as the base of the P. beudanti strictocostata zone, in the Burdigalian. Then, *Fl. passinii* and *Chl. elini* are not known in our country so far.

*Conclusions.* The biozonation based on molluscs (that was the object of that paper) correlated with the planktonic foraminifera and nannoplankton zonations is quite different from the similar biozonations made in the Tethys area (Demarcq, 1979b) as well as in other regions of the Central Paratethys (see Tables 1, 2).

Institutul Geologic al României

So, as compared with that of the Tethys, our biozonation is much more detailed and differs from the former in the upper and basal parts of the investigated chronostratigraphic interval. The only correlable zone between the two areas seems to be the Chlamys gigas zone, identified by Demarcq (1979b) as a subzone at the same stratigraphic level. The great differences appearing between the two biozonations are due to the different paleogeographic evolution of the two great sedimentation areas. The main element in their correlation continues to be the plankton.

As compared with Báldi&Senes's zonation (1975) the differences are also important. So, we mention that in the lower part of the investigated stratigraphic interval the assemblages that prevail in Romania are the brackish water and fresh water faunas, only rarely marine, which do not contain the index species of the other parts of the Central Paratethys.

The most obvious level seems to be the Chlamys gigas zone that in Báldi&Senes's zonation is taken together with the Pecten hornensis zone, covering a stratigraphic interval larger than the one of the "gigas" zone in our country.

We should point out here that we consider the Schiulești faunas and generally speaking the faunas of the Cornu beds to be placed at the level of the "duodecimlamellatum/hornensis" zone, above the Chlamys gigas one. The same important differences are noticed at the upper part of the investigated chronostratigraphic interval. Thus, we have correlated the biozone with Neopycnodonte navicularis — Clio falauxi with the Chlamys passinii zone, considered as typical for the Karpathian stage. The reason of this correlation lies both in the plankton (with "*sicanus*") and nannoplancton content (the upper part of the NN4 and the (lower NN5 zone — see Steininger et al., 1976). So the Karpathian stage must be considered as a facies of the Lower Langhian or of the Lower Badenian as it was theoretically defined by Papp et al. (1968) and Cicha&Senes (1968).

The present biozonation made in Romania should be considered a first step liable to many changes that will become necessary during the detailed study of the stratigraphic distribution of the brackish, fresh water and marine faunas. Under the present form, it could be applied with caution to all the sedimentation basins identified on the territory of Romania.

## REFERENCES

Báldi T. (1975) Proposal of the establishing the molluscan biozones. Report on activity of the R.C.M.N.S. working groups (1971—1975). p. 41—47, Bratislava.

— Seneš (1975) Biozones in the Late Tertiary of the Paratethys on the basis of pectinid faunas. Geological Survey, Prague 1975. Biozonal division of the Upper Tertiary basins of the eastern Alps and west Carpathians. VI-th Congress of the R.C.M.N.S., p. 41—44, Bratislava.

Institutul Geologic al României

Blow W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. I-st Intern. Conf. Plankt. Microp., Geneva 1967, 1, p. 199—422, 52 pl., 43 figs in text, Leiden.

Catzigras F. (1979) Repartition stratigraphique des Turritellides (1975). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VII th Intern. Cougr. Medit. Neogène, Athens 1979, Tome hors série, II., p 1385, Athènes.

Cicha I., Seneš J. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratethys Centrale dans le cadre du Tertiaire e l'Europe. *Geol. Carpathica*, 19, (1), p. 95—117, Bratislava.

Clichici O. (1973) Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Șimleu. Ed. Acad. R.S.R., București.

Culda-Negulescu Victoria (1972) Noi contribuții privind depozitele burdigaliene din bazinul Petroșani (pîriul Sălătruc). *Anal. Univ. Buc.*, XXI, p. 135—145, București.

Culda Victoria (1975) Sur l'horizon basal à faune marine du Miocène inférieur du bassin de Petroșani (Ruisseau Sălătruc). *Anal. Univ. Buc., Șt. nat.*, XXIV, p. 103—108, 2 pl., București.

— Moisescu V. (1977) Considerații taxonomice privind glicimeridele din stratele de Coruș (Bazinul Transilvaniei). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/3, p. 9—16, 2 pl., București.

Demarq G. (1979a) Quelques observations paléoécologiques comparées sur des Pectinidés du Néogène Méditerraneen. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens, 1979, Tome hors série, I, p. 295—304, Athènes.

— (1979b) Essai de synthèse biostratigraphique sur les Pectinidés du Néogène Méditerraneen. *Ann Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens 1979, Tome hors série, I, p. 305—307, Athènes.

Demarq G. (1979c) Essai d'utilisation biostratigraphique des Mollusques du Néogène (1974). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VII th Intern. Congr. Medit. Néogène, Athens 1979, Tome hors série, III, p. 1377, Athènes.

Dumitrică P., Gheța N., Popescu Gh. (1975) New data of the biostratigraphy and correlation of the Middle Miocene in the Carpathian Area. *D.S. Inst. geol. geofiz.* (1973—1974), LXI/4, p. 65—84, 9 pl., București.

Florei N. (1967) Asupra faunei tortoniene de la Delinești (Banat). *St. Univ. „Babeș-Bolyai", Ser. Geol.-Geogr.*, 2, Cluj.

Freneix S. (1979) Essai de corrélation biostratigraphique entre la Méditerranée et les Paratéthys occidentale-centrale et orientale au moyen des Bivalves marins autres que les Pectinidés (1975). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens 1979, Tome hors série, III, p. 1382, Athènes.

Gheorghian Doina (1975) Coupe d'Apold : Eocène, Badénien-Sarmatien. 14th Eur. Micropal. Colloq., *Guide, Inst. geol. geofiz.*, p. 175—178, București.

Gheorghian Mușat (1975) Miocène inférieur de Brădet-Perșani (Transylvanie de SE). 14 th Eur. Micropal. Colloq., *Guide, Inst. geol. geofiz.*, p. 179—182, București.

Iliescu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968) Bazinul Mehadia. Studiu geologic și paleontologic. *Mem. Inst. Geol.*, IX, 201 p., 42 pl., București.

Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia (1965) Contribuții la cunoașterea Miocenului superior din marginea nord-estică a Bazinului Beiuș. *D.S. Com. Geol.*, LI/1, p. 25—256, București.

Koch A. (1883) Bericht über die im Klausenburger Randgebirge und in dessen Nachbarschaft im Sommer 1882 ausgeführte geologische Special-Aufnahme. *Földt. Közl.*, XIII (1), p. 117—140, Budapest.

Institutul Geologic al României

— (1894) Die Tetriärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile I. Theil. *Paläogene Abtheilung. Mitth. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.*, X(6), p. 179—397, pl. VI—IX, Budapest.

— (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens des siebenbürgischen Landestheile II. Neogene Abtheilung. 370 p., 3 pl. Budapest.

Krach W. (1979a) Die Verbreitung des Pectiniden im Miozän von Polen, Paratethys und Tethys Regionen (1977). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens 1979, Tome hors série, III, p. 1381, Athènes.

— (1979b) Verbreitung der Pteropoden im Miozän von Polen (' 977). *Ann. Géol Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens 1979, Tome hors série, III, p. 1391 Athènes.

— (197o9c) Verbreitung der Pteropoden im Miozän von Polen, Paratethys und Tethys Regionen (1977). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens 1979. Tome hors série, III, p. 1392, Athènes.

Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica (1970) Contribuţii la stratigrafia Neogenului din bazinul Caransebeş. *D.S. Inst. geol.*, LVI/4, p. 141—155, Bucureşti.

— Pavnotescu Viorica, Lubenescu Dan (1978) Badenianul de la Copăceni-Tureni (NW Transilvaniei) „Zona Neopycnodonte navicularis". *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/4, p. 147—158, 4 pl., Bucureşti.

Luczkowska Ewa (1967) Remarks on Foraminifers Described from the Miocene of Wieliczka by A. E .Reuss i 1867. *Inst. Geol. Biul.*, 211, p. 328—337, Warszawa.

Macovei G. (1909) Basenul terţiar de la Bahna (judeţul Mehedinţi). *An. Inst.Geol.*, III/1, p. 57—164, 17 pl., Bucureşti.

Marinescu Fl., Marinescu Josefina (1962) Contribuţii la studiul Miocenului din bazinul Bahna-Orşova şi culoarul Balta-Baia de Aramă. *D.S. Inst. geol.*, XLV (1957 — —1958, Bcuurești.

Marinescu Josefina, Hinculov Luciana, Turculeţ L. (1962) Contribuţii la studiul faunei tortoniene din vestul Olteniei. *D.S. Com. St. Geol.*, XLIV (1959— —1960), p. 73—85, Bucureşti.

Martini E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. Proc. II. Planktonic Conf., Roma 1970, 2, p. 739—785, z Tab., 4 pl., Roma.

Mészáros N., Lebenson C., Ianoliu C., Pion B. (1976) Nannoplanctonul din stratele de Cetate şi semnificaţia lui stratigrafică *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, XX(2), p. 216—219, 3 pl., Bucureşti.

— Lebenson C., Şuraru N., Ianoliu C. (1975) Die mit Hilfe desNannoplanktons durchgefürte Abgrenzung des Oligozäns im Tale des Almaş (Nord-Westen des Siebenbürgen Bechens, Rumänien). VIIth Congr. Regional Comm. Medit. Neogene Stratigr. p. 129—137, 3 pl., Bratislava.

Moisescu Gertrude (1955) Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buiturl, Republica Populară Română. Edit. Acad. R.P.R., 230 p., 20 pl. Bucureşti.

Moisescu V. (1972) Mollusques et échinides stampiens et égériens de la région de Cluj-Huedin-Românaşi (nord-ouest de la Transilvanie). *Mémoires*, XVI, 152 p., 38 pl., Bucureşti.

— (1975) Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi (NW-ul bazinului Transilvaniei). *An. Inst. geol. geofiz.*, LXVII, 211 p., 24 pl., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1978a) Principaux gisements de mollusques du Chattien-Burdigalien de Roumanie. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/3, p. 163—249, 79 figs. in text, București.
— (1978b) Biostratigrafia și corelarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj (Transilvania de NW). *D.S. Inst. geol. fgeofiz.*, LXVII/4, pl. 217—283, 2 pl., București.
— Chivu Maria, Deagu Valentina, Mărgărit Eugenia (1979) Studiul faunei de moluște egeriene din bazinul Petroșani. *Mémoires*, XXIX, p. 65—120, 16 pl., București.
Motaș I. (1959) Contributions à la connaissance de la faune fossile de Valea Muereasca (Oltenie). *C.R.* XXXVIII, p. 95—9[illegible], București.
Motaș I., Moisescu V. (1975) La faune de Mollusques tertiaires de la vallée de Muereasca /3, p. 77—108, 7 pl., București.
Nicorici E. (1972) Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Șimleu. Edit. Acad. R.S.R., 160 p., 27 pl., București.
— (1977) Les pectinidés badéniens de Roumanie. *Mémoires*, XXVI, p. 119—160, 44 pl., București.
— (1978) Contribuții la cunoașterea faunei badeniene de la Șimleul Silvaniei. Revizuirea faunei din colecția I. Mártonfi (1879). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/3, p. 251—264, 12 pl., București.
— Sagatovici Alexandra (1973) Studiul faunei badenian-superioare de la Minișul de Sus (Bazinul Zarand). *An. Inst. geol.*, XL, p. 111—194, 29 pl., București.
Papp A. (in cooperation with Grill R., Janoscvek R., Kapounek J., Kollmann K., Turnovsky K.) (1968) Nomenclature of the Neogen of Austria. *Verh. Geol. Bund.*, 1/2, p. 19—27, Wien.
Paucă M. (1936) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII, p. 133—223, 11 pl., București.
— (1964) Bazinul neogen al Silvaniei *An. Fom. Geol.*, XXXIV,/1, 0. 39—114, 2 pl., B București.
Pop E. (1972) Geologia bazinului Caransebeș, *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, XVII (2), p. 281—297, București.
Popa Elena (1960) Asupra prezenței unor gresii glauconitice cu pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare. *St. cerc. geol.*, V(2). p. 325—343, 3 pl., București.
Popa-Dimian Elena (1962) Contribuțiuni la studiul paleontologic al tortonianului din Subcarpații (Crivineni și Valea Muscelului) cu privire specială la fauna stratelor cuVenus konkensis. *D.S.*, XLVII (1959—1960), p. 185—198, București.
Popescu Gh. (1975) Etudes des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mémoires*, XXIII, 121 p., 106 pl., București.
Popovici Ancuța Alina (1971) Contribution à la connaissance de la faune burdigalienne de Cornu (Valea Prahovei). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géol.*, XV(1), București.
Rado Gertrude (1971) Asupra faunei miocene din bazinul Beiuș (Badenian). *An. Univ. Buc., Geologie*, XX, București.
Răileanu Gr. (1955) Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc și considerații generale asupra bazinului Petroșani. *Rev. Univ.* „C. I. *Parhon*", *Politeh. Buc.* (6—7), p. 263—269), București.
Răileanu Gr., Patrulius D., Mărgărit E., Chivu M., Dragu V. (1960) Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania și bazinul Petroșani. *St. cerc. gelo.*, V(2), p. 265—272, București.

Institutul Geologic al României

Răileanu Gr., Negulescu V. (1964) Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei şi bazinul Petroşani. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1, p. 159—193, 16 pl., Bucureşti.

Reuss A. E. (1867) Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien. *K. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., Sitzungsb.*, LV(1), p. 17—182, 8 pl., Wien.

Rusu A. (1967) Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul bazinului Transilvaniei). *D.S. Inst. geol.*, LIII/1, p. 427—455, 2 pl., Bucureşti.

— (1969) Sur la limite Oligocène/Miocène dans le bassin de Transylvanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série Géol.*, XIII(2), p. 203—216, Bucureşti.

— (1972) Aperçu sur l'Egérien et l'Eggenburgien du Nord-Ouest de la Transylvanie. *Guide de l'Excursion, V réunion Paratéthys. Guide exc. 9*, p. 17—22, Bucureşti.

— (1975) Faciostratotypus : Vallée du Runcu, W de Poiana Blenchii, bassin de Transylvanie (Roumanie) (= Couches de Buzaş (partim), Dumitrescu, 1957). (Egérien supérieur, probablement OM transgressif). *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän OM Egerien*, V, p. 178—183, Bratislava.

Rusu A. (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *An. Inst. geol. geofiz.*, LI, p. 75—223, 31 pl., Bucureşti.

— (1979a) Proposition d'échelle à partir des Ostreides (1975). *Ann. Géol. Pays Hellén.* VIIth Intern. Conrg. Medit. Neogene, Athens 1979, Tome hors série, III, p. 1380, Athènes.

— (1979b) Mollusques et autres Invertébrés, Naticides (1976). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Conrg. Medit. Neogene, Athens, 1979, Tome hors série, III, p. 1384, Athènes.

Saulea Emilia (1956) Contribuţii la stratigrafia Miocenului din Subcarpaţii Munteniei. *An. Com. Geol.* XXIX, p. 24—270, 3 pl., Bucureşti.

— Bărbulescu Aurelia (1975) Contribuţii la cunoaşterea miocenului din regiunea Ţicău-Iadăra (Bazinul Baia Mare). *Ann. Univ. „C. I. Parhon"*, XV, Bucureşti.

Stancu Josefina (1974) Asociaţia de heteropode şi pteropode badenian inferioare din depresiunea getică — judeţul Mehedinţi. *D.S. Inst. geol.*, LX/3, p. 181—190, 3 pl., Bucureşti.

— (1978) Nouvelles espèces d'Heteropoda et de Pteropoda dans le Badénien inférieur (Langhien) en Roumanie. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/3, p. 333—340, 3 pl., Bucureşti.

— (1979) Pteropodes et Heteropodes du Miocène de Roumanie. Les Gastéropodes Planctoniques du Miocène de Roumanie (1978). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, VIIth Intern. Congr. Medit. Neogene, Athens 1979, Tome hors série, III, p. 1388—1390, Athènes.

— Andreescu Eugenia (1968) Fauna tortoniană din regiunea Rugi-Delineşti (Bazinul Caransebeş). *St. cerc. geol.*, XIII (2), p. 455—471, 7 pl., Bucureşti.

— Popescu Gh. (1976) Microbiostratigrafia depozitelor Miocenului mediu de pe rama vestică a bazinului dacic. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/4, p. 279—286, 5 pl., Bucureşti

Steininger Fr., Pögl F., Martini E. (1976) Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). *Newsl. stratigr.*, 4(3[6], p. 174—202, 3 figs. Berlin-Stuttgart.

Şuraru N. (1958) Contribuţiuni la cunoaşterea macrofaunei stratelor de Hida. *St. Univ. „Babeş-Bolyai"*, III(5), ser. II, fac. 1, Geol. Geogr., p. 213—222, Cluj.

— (1968) Contribuţie la cunoaşterea macrofaunei argilelor de Chechiş. *St. Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr.*, 2, p. 47—58, Cluj.

Şuraru N. (1969) Über eine vollmarine Fauna der Zimborer Schichten im unteren Becken des Almaş-Tales (I). *St. Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr.*, 2, p. 45—56, Cluj.

Institutul Geologic al României

— (1970 a) Über eine vollmarine Fauna der Zimborer Schichten im unteren Becken des Almaș-Tales (II). *St. Univ. „Babeș-Bolyai", ser. Geol.-Min.*, 2, p. 33V46, 3 pl., Cluj.
— (1970 b) Stratigrafia depozitelor terțiare din bazinul inferior al văii Almașului (NV Transylvaniei) cu privire specială asupra celor miocen-inferioare. Rezumatul tezei de doctorat, 58 p., București.
— (1971) Asupra limitei Paleogen/Neogen în nord-vestul depresiunii Transilvaniei. *Bul. Soc. șt. geol. din R.S.R.*, XIII, p. 81—96, București.
— (1975) Faziostratotypus : Zimbor-Sinmihaiu Almașului, nordwestlich von Cluj, im nordwestlichen Teil des Transsylvanischen Beckens, Rumänien (Oberes Egerien, wahrscheinlich OMc(d). *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän OM Egerien*, V, p. 169—176, Bratislava.

Șuraru N., Șuraru Maria (1973) Asupra prezenței Miocenului inferior în bazinul Borod (jud. Bihor). *St. Unive. „Babeș-Bolyai", ser. Geol.-Min.*, 2, p. 29—38, Cluj.

Voicu Gh., Popescu Gh., Moisescu V., Ichim Tr. (1976) Asupra nivelului cu Operculina din Miocenul depresiunii Petroșani. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/4, p. 287—292, 4 pl., București.

Zotta Victoria (1965) Contribuții la stratigrafia miocenului din sudul munților Perșani. *D.S. Inst. geol.*, LI/1, p. 335—339, București.

Institutul Geologic al României

# CHATTIAN - BADENIAN BIOCHRONOLOGY IN ROMANIA BY MEANS OF MOLLUSCS, CORRELATED WITH PLANKTON AND NANNOPLANKTON ZONATIONS AND TETHYS/PARATETHYS CHRONOSTRATIGRAPHY



| EPOCH / SERIE | FORAMINIFERAL ZONATION (BLOW, 1969) | NANNOPLANKTON ZONATION (MARTINI, 1971) | EASTERN PARATETHYS STAGES | GLOBAL STAGES | CENTRAL PARATETHYS STAGES | STAGES PROPOSED FOR ROMANIA | MOLLUSCS ZONATION IN ROMANIA (CENTRAL PARATETHYS) | BALDI, 1975; BALDI, SENEŠ, 1975 (HUNGARY AND CZECHOSLOVAKIA, CENTRAL PARATETHYS) | DEMARCQ, 1979 (FRANCE, TETHYS) | DATUM PLANES (PLANKTONIC FORAMINIFERA) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MIOCENE | $N_{11}$ - $N_{12}$ | $NN_6$ | KONKIAN | SERRAVALIAN | BADENIAN: KOSSOVIAN | KOSSOVIAN | CHLAMYS WOLFI – CHLAMYS SCISSA WULKAE | CHLAMYS ELINI | CHLAMYS MALVINAE | Candorbulina universa; Velapertina |
| | | | KARAGANIAN | | | | | FLABELLIPECTEN BESSERI | | |
| | $N_{10}$ | $NN_5$ | | | WIELICIAN | | AMUSSIUM DENUDATUM | | | |
| | $N_9$ | | TCHOKRAKIAN | LANGHIAN | MORAVIAN | LANGHIAN | CHLAMYS LATISSIMA NODOSIFORMIS | | | |
| | | | TARCHANIAN | | KARPATIAN | | NEOPYCNODONTE NAVICULARIS – CLIO FALLAUXI | FLABELLIPECTEN PASSINII | | |
| | $N_8$ | $NN_4$ | KOZACHURIAN | BURDIGALIAN | OTTNANGIAN | BURDIGALIAN | PECTEN BEUDANTI STRICTOCOSTATA | CHLAMYS HERMANNSENI | CHLAMYS PRAESCABRIUSCULUS | |
| | $N_7$ | | | | | | | | | |
| | | $NN_3$ | | | | | | | | |
| | $N_6$ | | | | | | | ? | | |
| | $N_5$ | $NN_2$ | SAKARAULIAN | AQUITANIAN | EGGENBURGIAN | AQUITANIAN | PARVAMUSSIUM DUODECIMLAMELLATUM – PECTEN HORNENSIS | PECTEN HORNENSIS | | Globigerinoides primordius; Globigerinoides trilobus; Globigerina ciperoensis |
| | | | | | | | CHLAMYS GIGAS | CHLAMYS GIGAS | CHLAMYS GIGAS | |
| | $N_4$ | $NN_1$ | CAUCASIAN | | | | CRASSOSTREA GRYPHOIDES AGINENSIS | FABELLIPECTEN CARRYENSIS | FABELLIPECTEN CARRYENSIS | |
| OLIGOCENE | $P_{21}$ - $P_{22}$ ($N_2$ - $N_3$) | $NP_{25}$ | CHATTIAN | CHATTIAN: NEOCHATTIAN | EGERIAN | CHATTIAN | COSTATOLEDA PSAMMOBIAEFORMIS | CHLAMYS DECUSSATA | — | |
| | | $NP_{24}$ | RUPELIAN | RUPELIAN | KISCELLIAN | RUPELIAN | CONGERIA BASTEROTI – MICROMENETUS TAMASSENSIS | CHLAMYS PICTA | | |



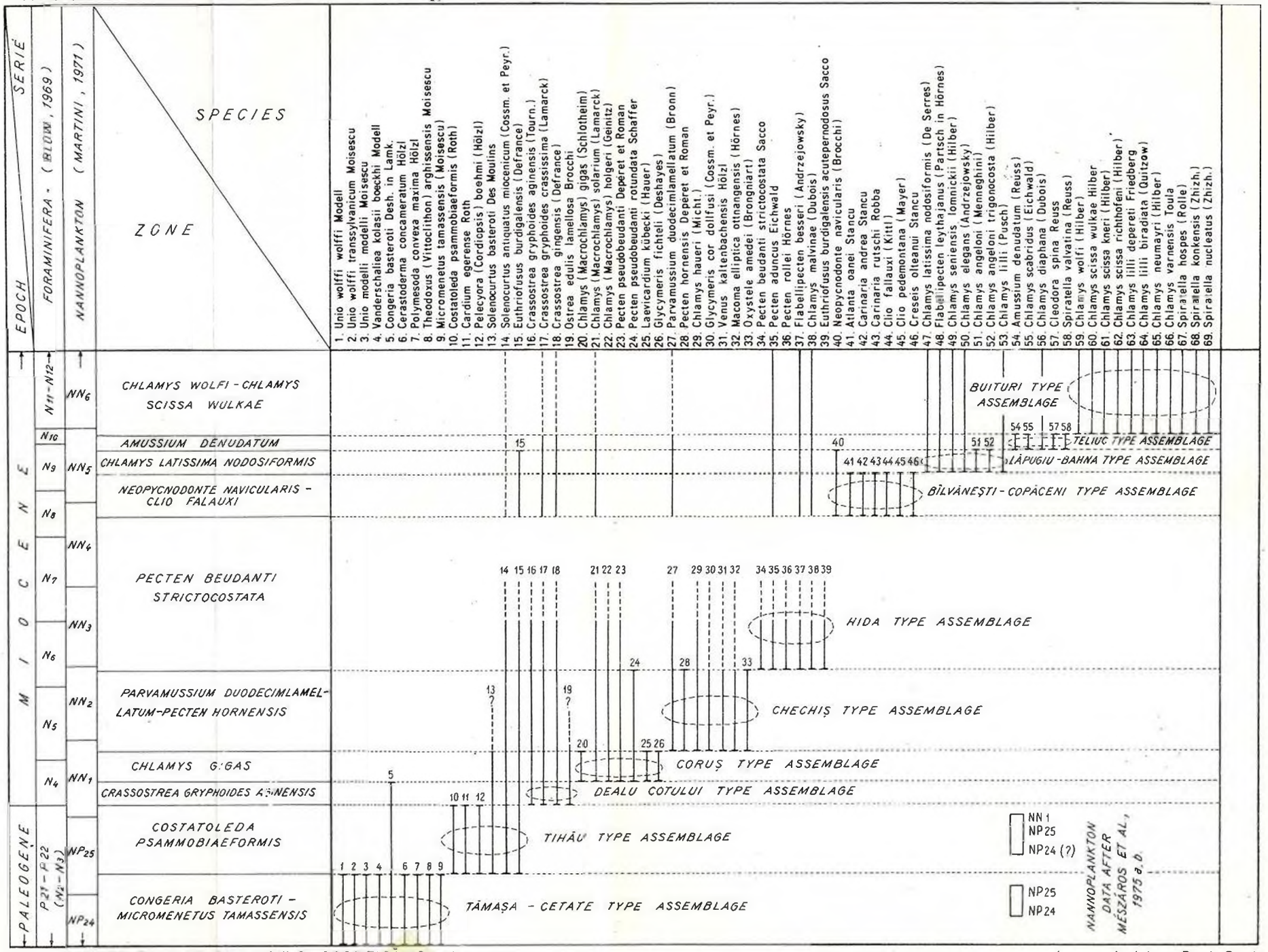
Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

# STRATIGRAPHICAL RANGE OF THE MAIN TAXONS AND ZONAL ASSEMBLAGES BY MEANS OF MOLLUSCS IN CHATTIAN - BADENIAN INTERVAL

V. MOISESCU, G. POPESCU - Chattian - Badenian Biochronology in Romania







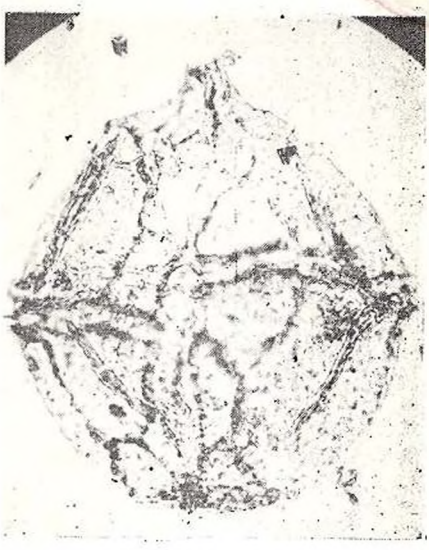

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

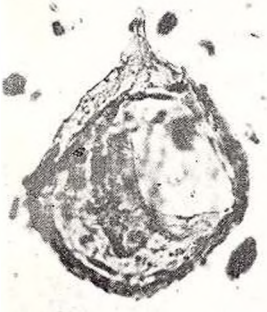
128853



1



2



3



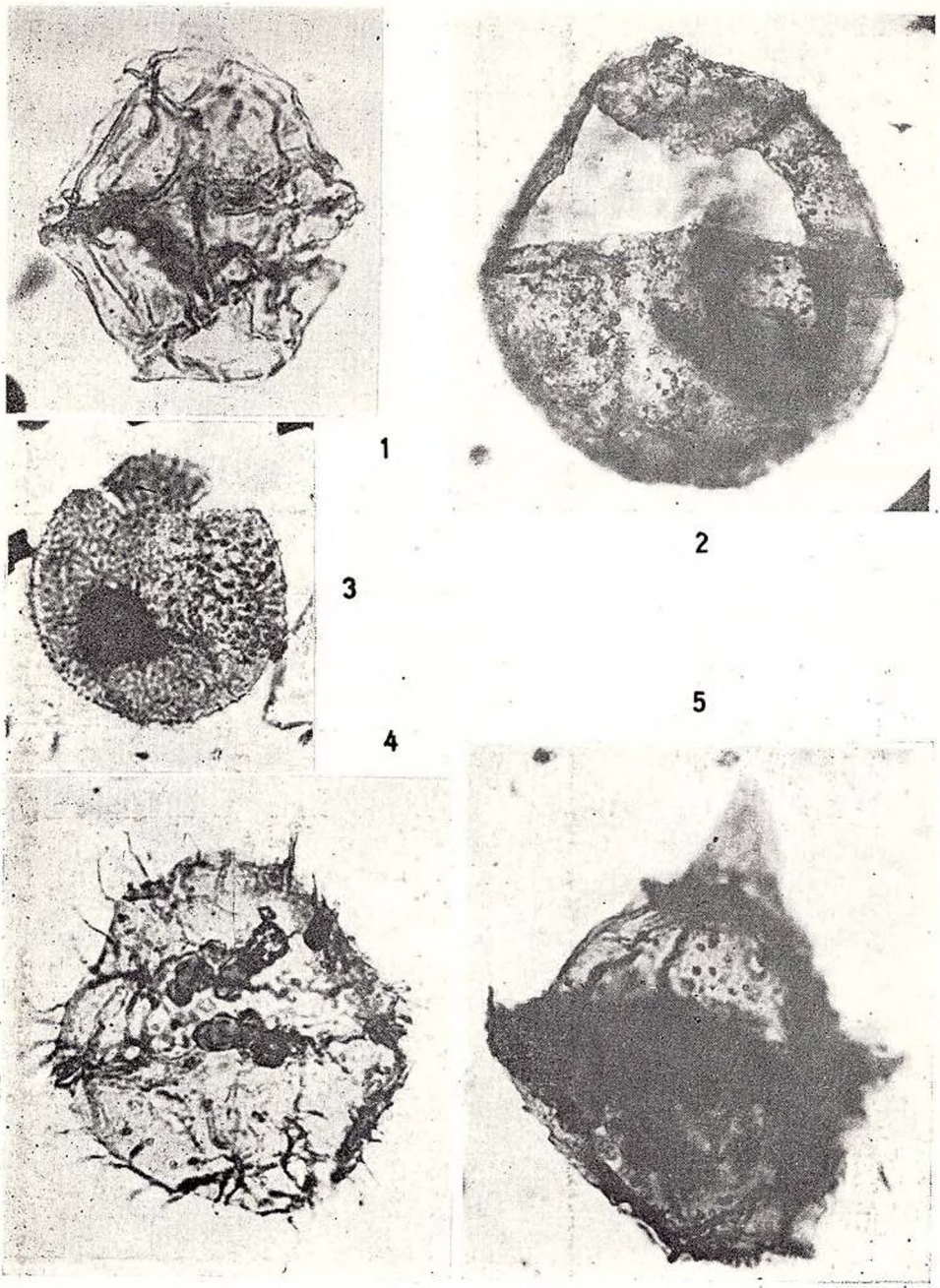
4

5





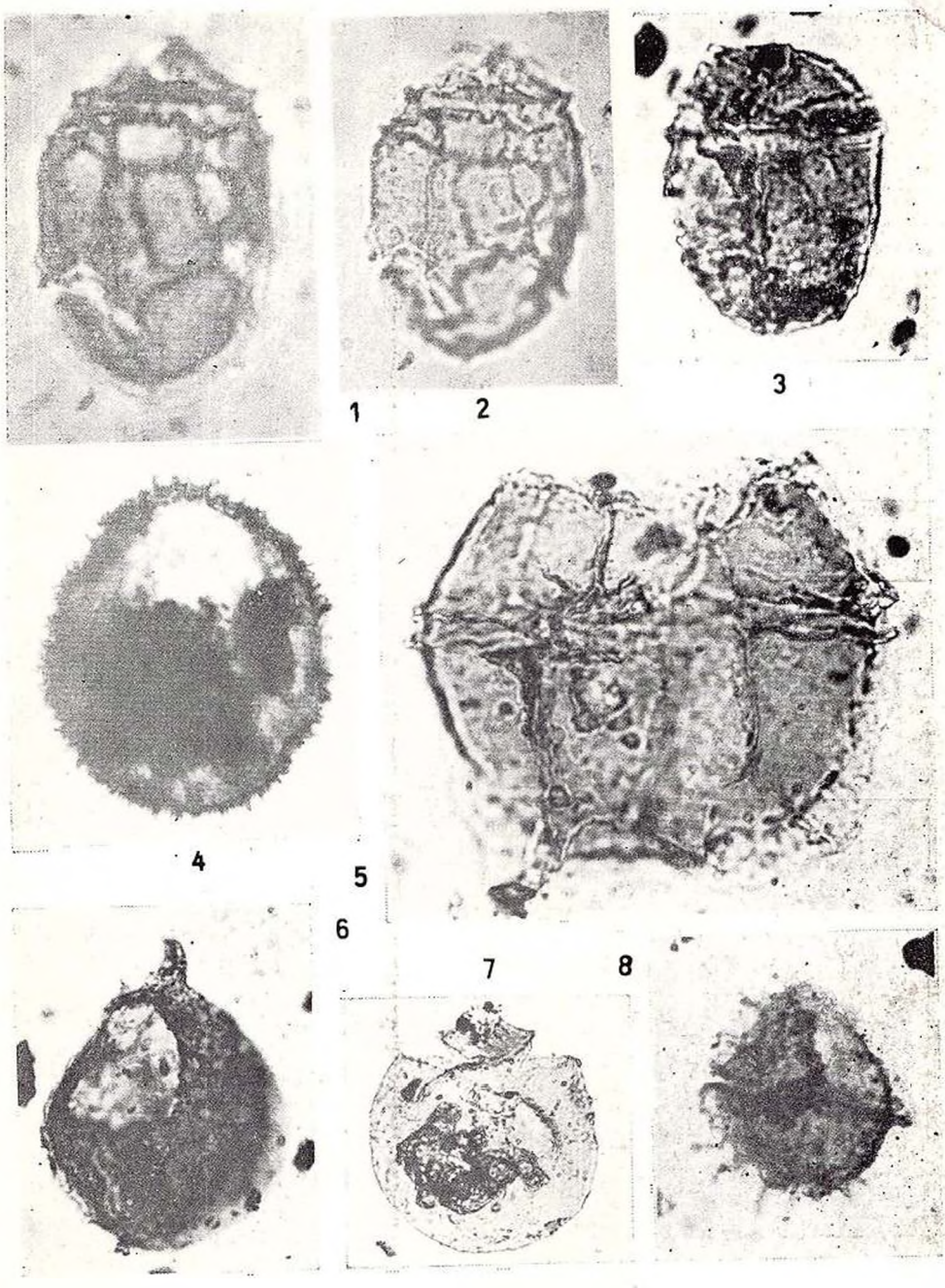
Institutul Geologic al României





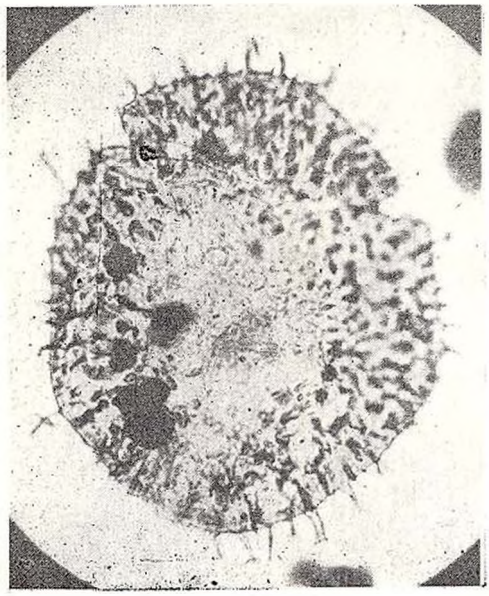

Institutul Geologic al României

128853

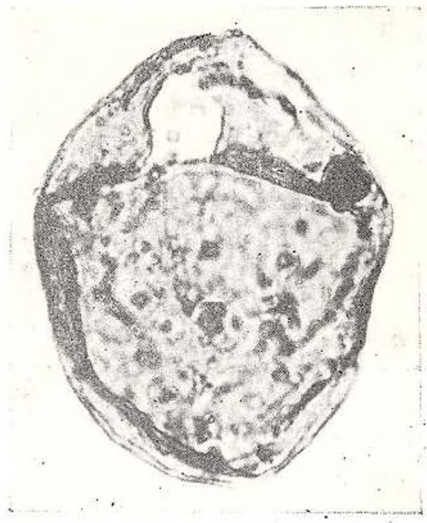




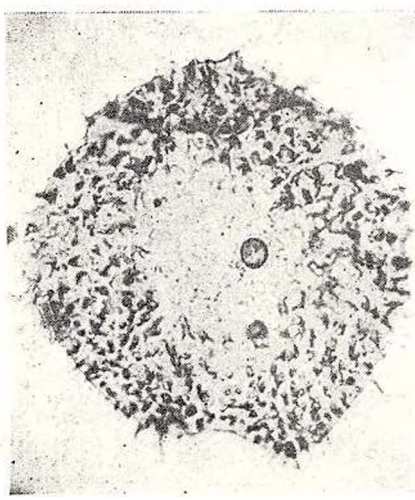

Institutul Geologic al României



1



2



3

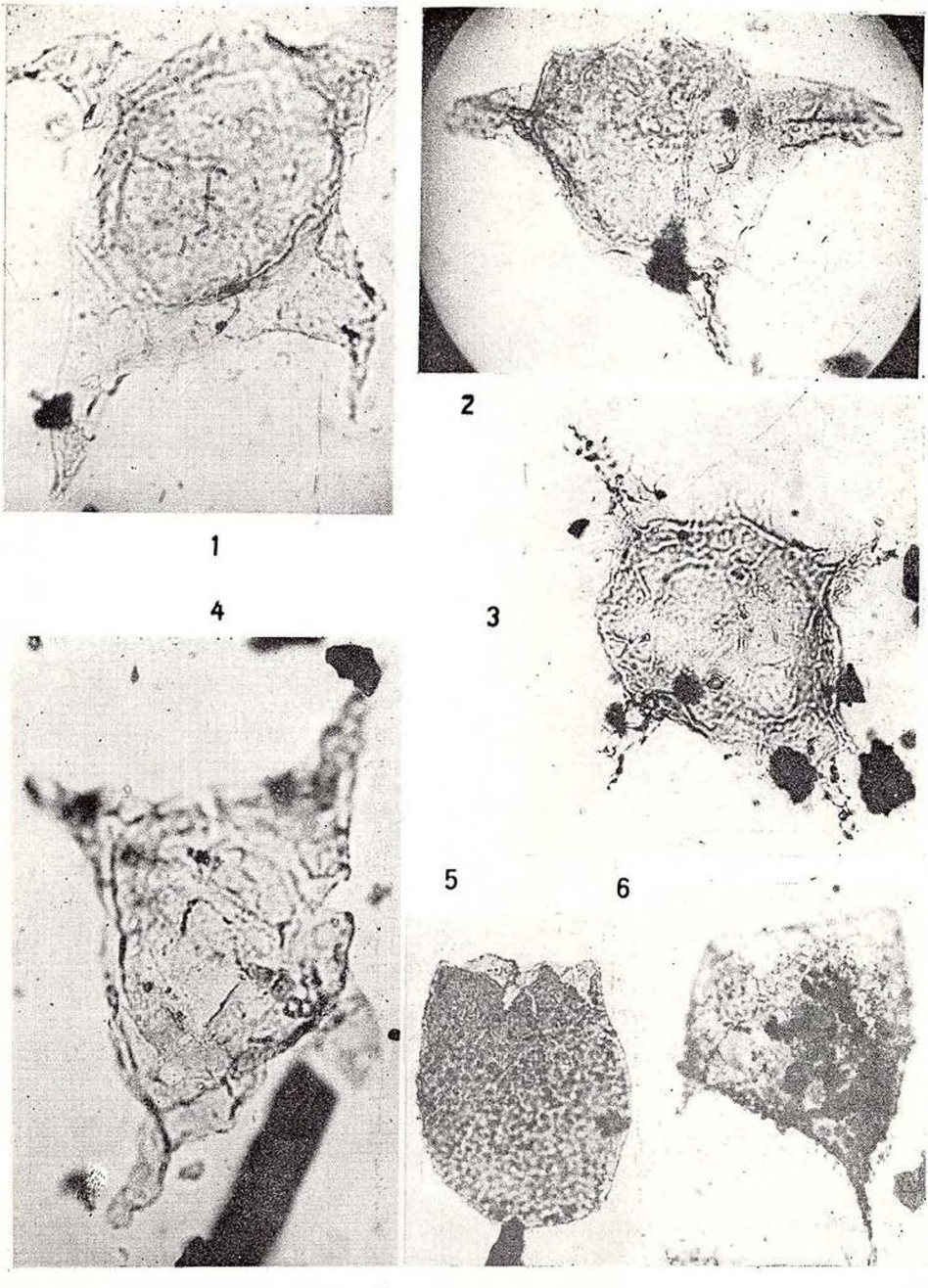


4



Institutul Geologic al României

123853

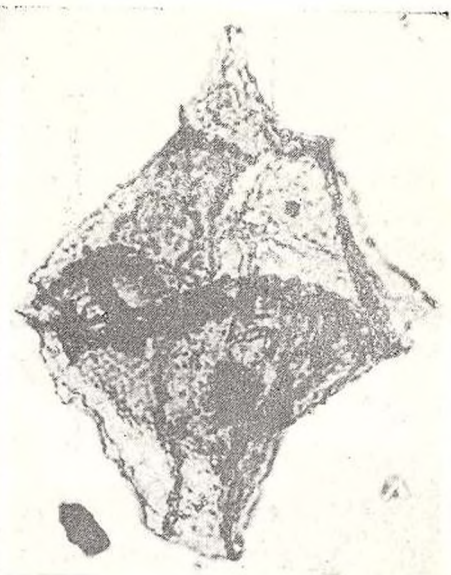





Institutul Geologic al României



1



2



3

4

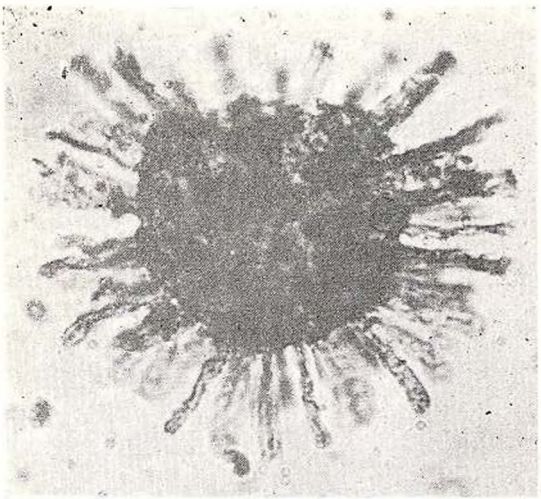




Institutul Geologic al României

128853

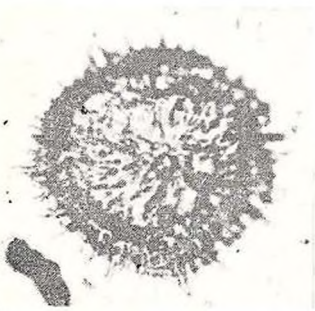




1

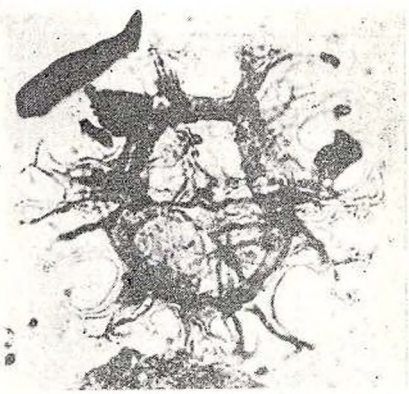


2

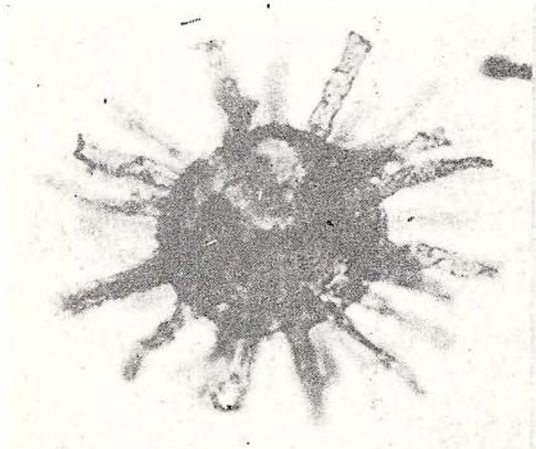


3

4



5

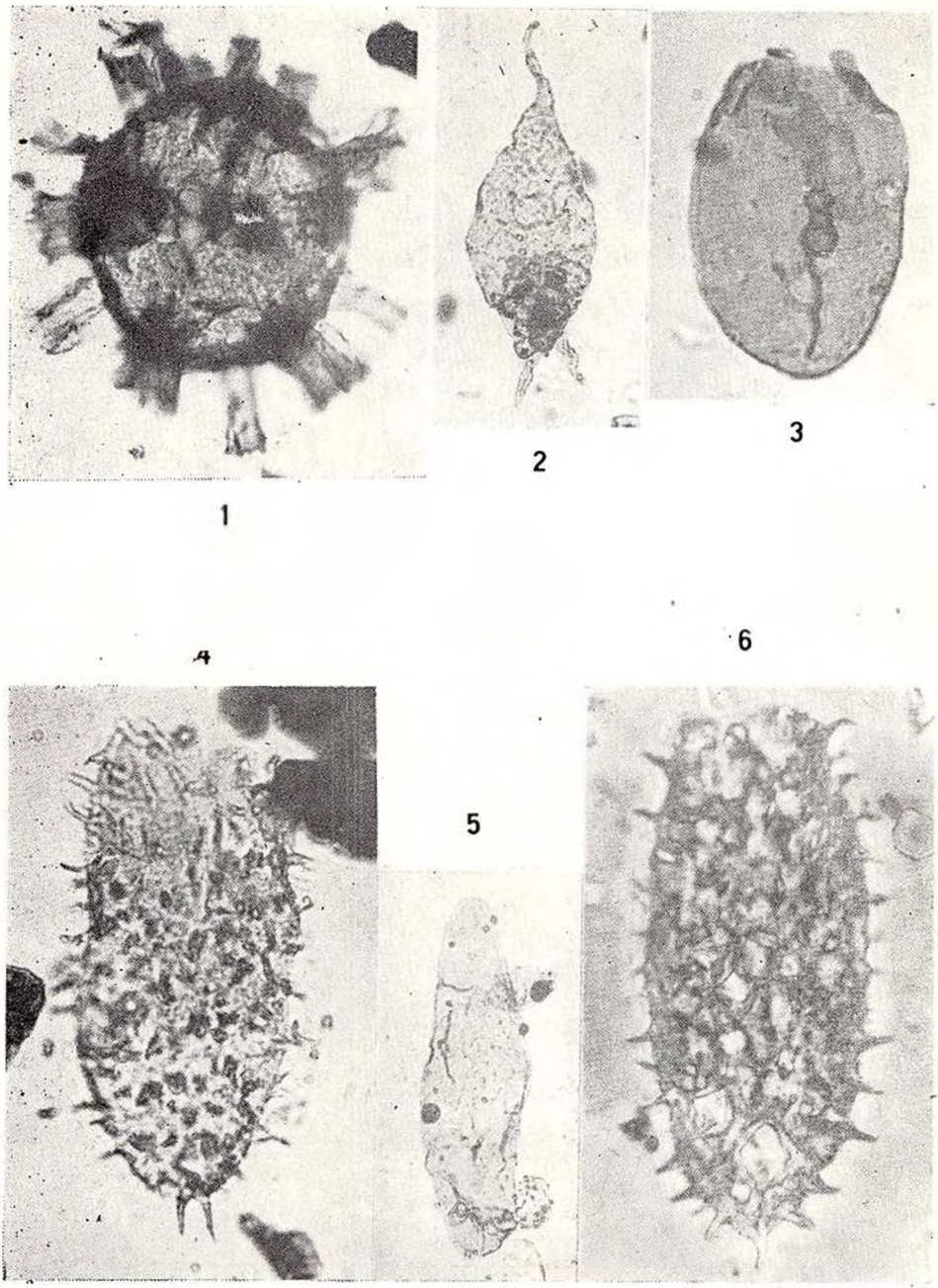


6





Institutul Geologic al României

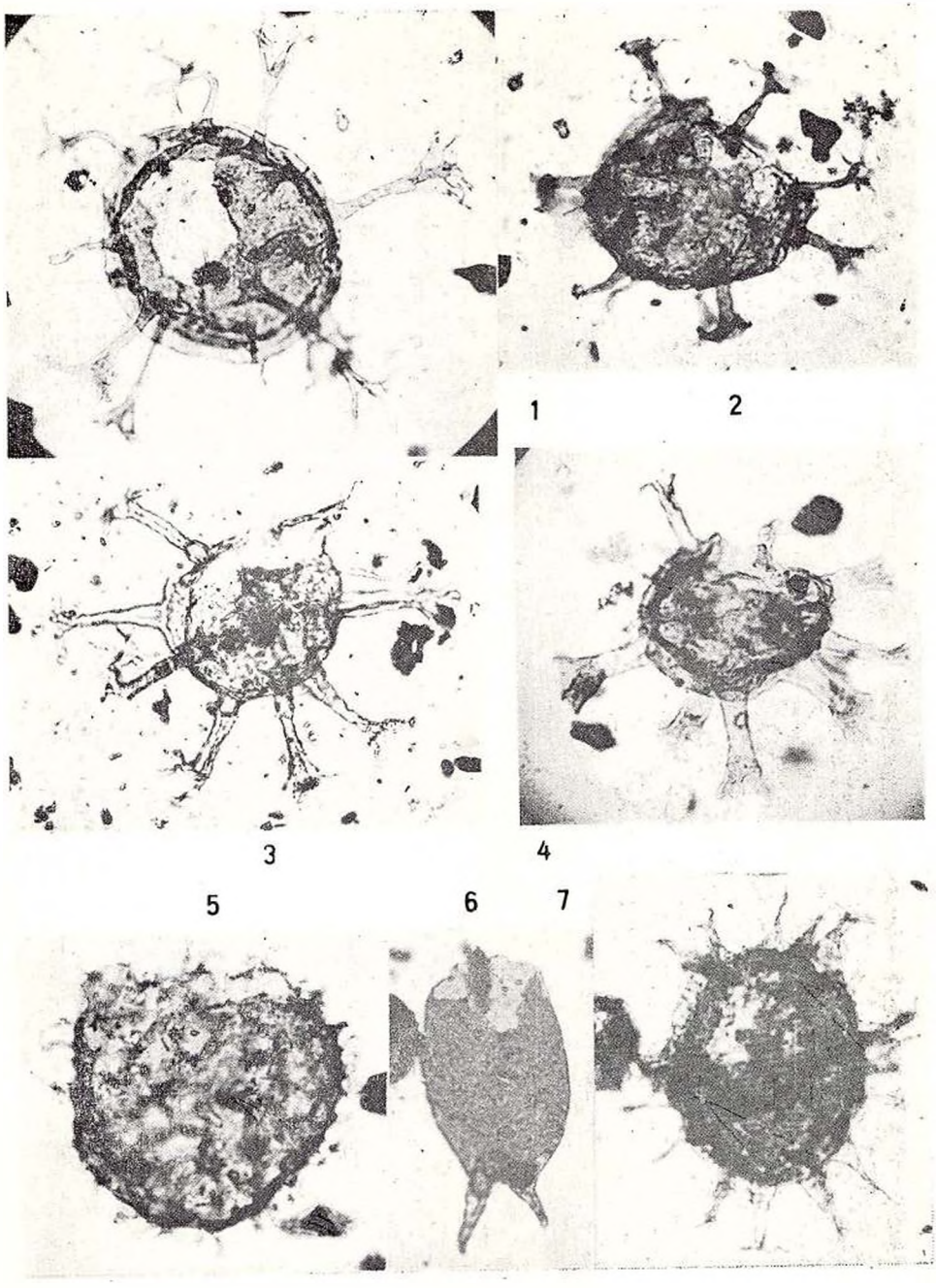





Institutul Geologic al României

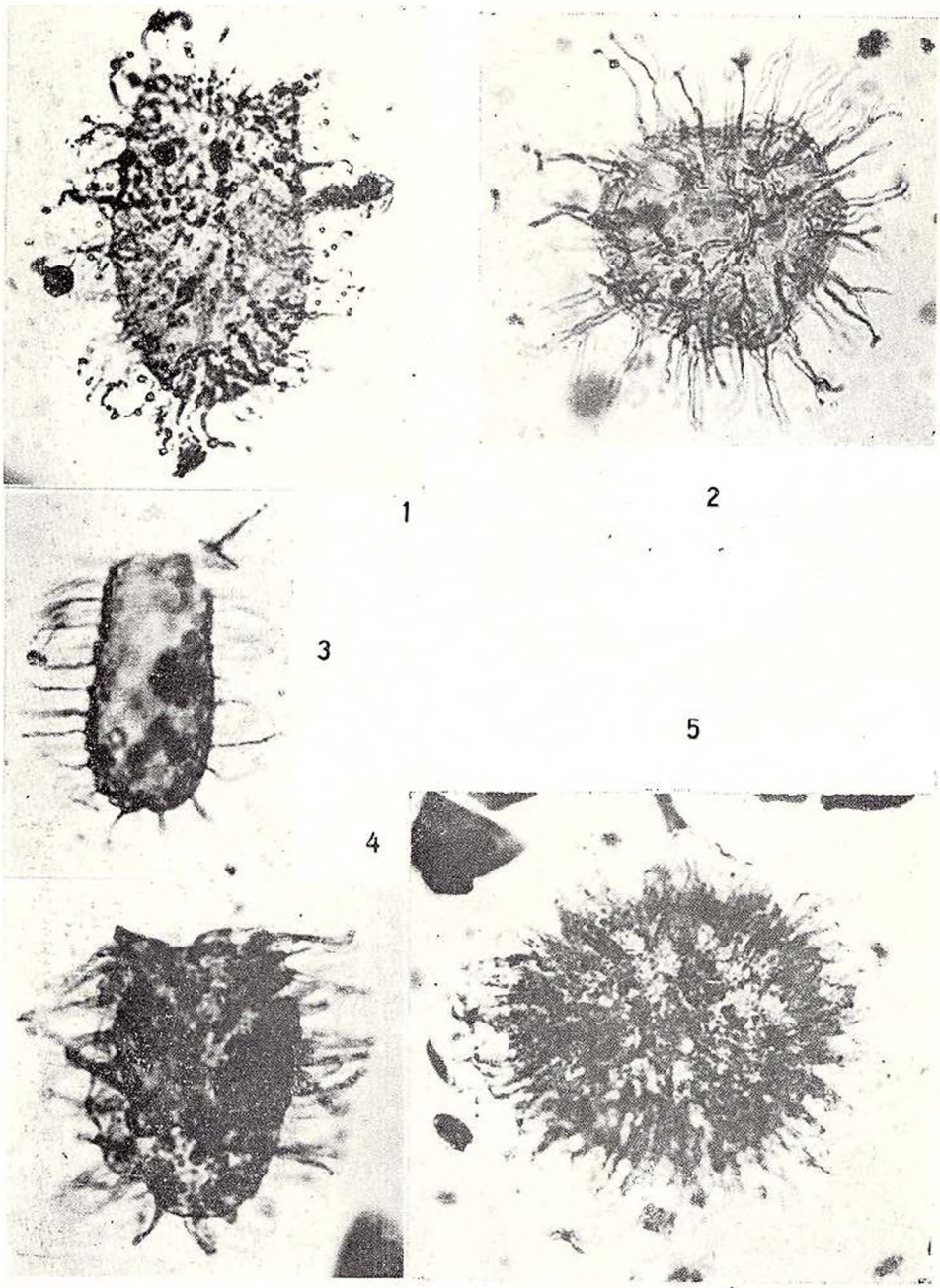
128853








Institutul Geologic al României






Institutul Geologic al României

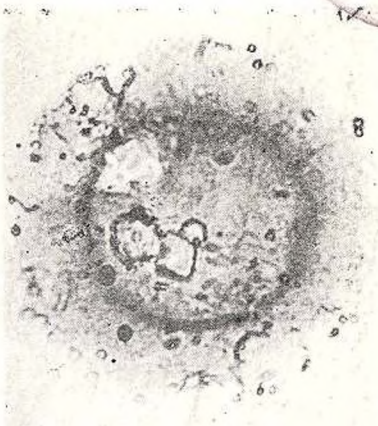
128853



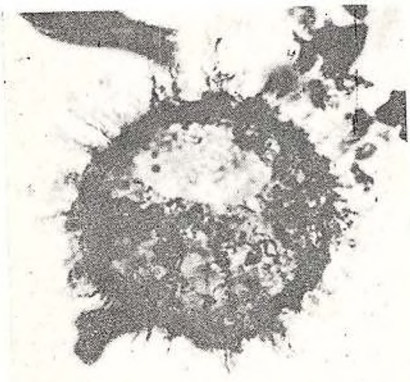
1



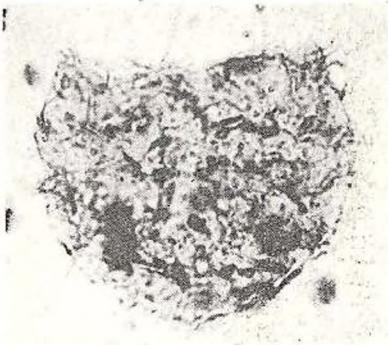
2



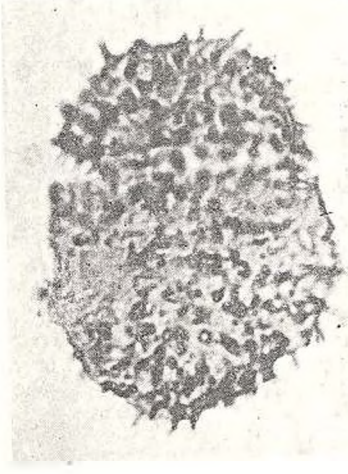
3



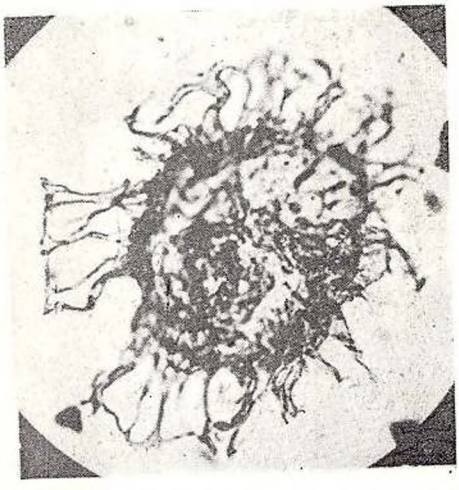
4



5



6



7

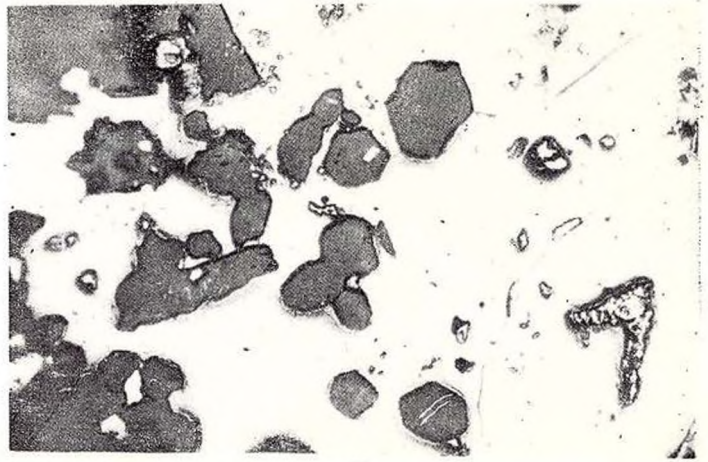


Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



1



2



3

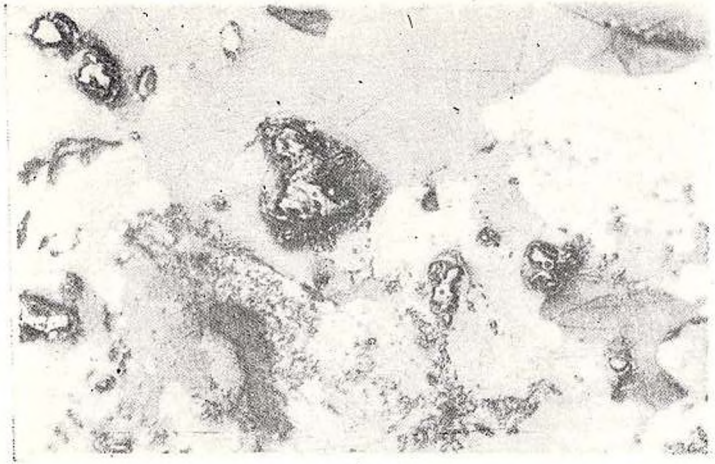


4



Institutul Geologic al României

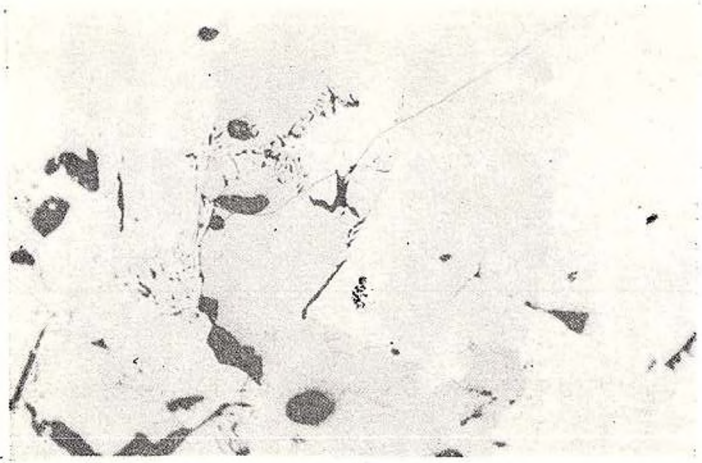
Institutul Geologic al României



1



2



3



4



Institutul Geologic al României

128053

Institutul Geologic al României

L'Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique a été publié le long des années sous les titres suivants:

Anuarul Institutului Geologic al României t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) depuis le vol. XLIII-1975

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

# ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LVI

XXVI GEOLOGORUM CONVENTUS · PARIS 1980 · FRANCE · MENTE ET MALLEO · 1er CENTENAIRE

Volume spécial, édité à l'occasion du 26e
CONGRÈS INTERNATIONAL DE GÉOLOGIE
Paris, 1980

Institutul Geologic al României